

КОРРЕЛЯЦИЯ ДОКЕМБРИЯ



CORRELATION OF THE PRECAMBRIAN

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СОВЕТСКИЙ КОМИТЕТ ПО МЕЖДУНАРОДНОЙ
ПРОГРАММЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ КОРРЕЛЯЦИИ

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR

SOVIET COMMITTEE FOR INTERNATIONAL
GEOLOGICAL CORRELATION PROGRAMME



CORRELATION OF THE PRECAMBRIAN

Volume 2

CORRELATION
OF THE UPPER PRECAMBRIAN
METALLOGENY
OF THE PRECAMBRIAN

Editor:
academician A.V.SIDORENKO



PUBLISHING OFFICE «NAUKA»

Moscow 1977

КОРРЕЛЯЦИЯ ДОКЕМБРИЯ

Том 2

КОРРЕЛЯЦИЯ
ВЕРХНЕГО ДОКЕМБРИЯ

МЕТАЛЛОГЕНИЯ
ДОКЕМБРИЯ

Под редакцией
академика А. В. СИДОРЕНКО



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

Москва 1977



2342

Сборник посвящен актуальным проблемам геологии докембрия и содержит статьи, написанные учеными Австралии, Бразилии, Великобритании, Канады, Польши, Румынии, СССР, США, Финляндии, Франции, Чехословакии.

Первый том содержит разделы: "Осадочные процессы породообразования в докембрии", "Жизнь и органическое вещество в докембрии", "Докембрий подвижных зон, вулканизм и вулканогенные образования докембрия". Во второй том включены разделы: "Корреляция верхнего докембрия", "Металлогения докембрия".

В статьях обсуждаются вопросы общетеоретического значения, геологии докембрия различных стран и проблемы межконтинентальных корреляций.

Издание осуществлено способом офсетной печати с оригиналов, подготовленных Геологическим институтом АН СССР.

Б.М.Келлер, В.Г.Королев, М.А.Семихатов,
Н.М.Чумаков (СССР)
РИФЕЙ СССР И ВОПРОСЫ ПОСТРОЕНИЯ ОБЩЕЙ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ
ШКАЛЫ ВЕРХНЕГО ДОКЕМБРИЯ

B.M.Keller, V.G.Korolev, M.A.Semikhatov,
N.M.Chumakov (USSR)
THE RIPHEAN OF THE USSR AND THE PROBLEMS OF THE GENERAL TIME-
STRATIGRAPHIC SCALE OF THE UPPER PRECAMBRIAN

1. Two different principles are used in the construction of time-stratigraphic scales of the Precambrian. Some scales are based upon the statistical analysis of radiometric data concerning the age of magmatic and metamorphic events. Other scales are based on the analysis of succession, composition and relationships of supracrustal rocks and fossils contained in them. Scales of the second group possess several advantages: they follow the same principles as the Phanerozoic scale, are based on stratotypes and provide the geological control of the interpretation of radiometric data. The Riphean time-stratigraphic scale which is predominantly used in the USSR belongs to the second group.

2. Riphean deposits have very wide distribution throughout the USSR. They compose the basal parts of the East European and Siberian platforms covers, are developed in the miogeosynclines surrounding the cratons and in the eugeosynclines of Kazakhstan, Middle Asia and Far East. These deposits, unmetamorphosed in the platform and miogeosyncline sections, contain rich assemblages of phytolites, akritarchs and (in the upper parts) Ediocarsc type fauna.

3. The Riphean type section built up by thick (up to 12 km) miogeosyncline succession subdivided into four groups is located in Mountainous Bashkiria (Southern Urals) Uchur-

Maya succession (Eastern Siberia) is considered to be the parastratotype. It complements the stratotype significantly in the paleontological characteristics and foundation of the boundaries.

4. The lower boundary of the Riphean ($1650_{\pm 50}$ m.y.) has the historico-geological foundation. It separates the final stages of the Svecofennian-Karelian (= Hudsonian) orogeny (i.e. the deposition of the upper molasses and contemporaneous magmatic and metamorphic events of $1700_{\pm 50}$ m.y.) from the stage of the formation of the epi-Karelian platform cover and of the initiation of the late Proterozoic miogeosynclines. The upper boundary of the Riphean is defined by the base of the Cambrian, the most important biostratigraphic threshold between the Proterozoic and Paleozoic.

5. The main Riphean subdivisions phytoms - the lower, middle, upper and terminal Riphean had been originally defined as sedimentary megacycles in the Urals and East European platform sections. Later on they receive the paleontological foundation. That resulted in the modification of their contents and time ranges.

Stromatolites are considered as the main paleontological basis for the time-stratigraphic subdivision of the Riphean. By means of the complex of geological, paleontological and geochronological data the four-fold subdivision of the Riphean was established in all the platform and miogeosynclinal and in some eugeosynclinal sections throughout the USSR.

6. The lower Riphean ($1650_{\pm 50}$ - $1400_{\pm 50}$ m.y.) is represented by the clastic (locally with subordinate volcanic beds and carbonate-clastic successions, which have restricted distribution on the outskirts of the Siberian and East European platform and in some surrounding troughs. These deposits (Uchur group of the parastratotype and its equivalents in Siberia, Burzyan group of the Urals) have been accumulated in the isolated basins while the main parts of cratons have been uplifted. The typical lower Riphean assemblage of stromatolites includes abundant *Kussiella nussiensis*, *Conophyton gargaricum*, *Con. cylindricus*, *Jacutophyton*, *Gongylina differentiata*, *Nuclella higurata*, *Omachtent Omachteusis*, *O. uchurica* etc.

7. The middle Riphean ($1400_{\pm 50}$ to 1000-1100 m.y.) is built up by clastic-carbonate successions with locally developed 1100-1200 m.y. old basic volcanites (the Yurmatan group of the Urals, the Aimchan, Kerpyl and the lower part of the

Lanhande groups in Siberia and their equivalents). These deposits reflect the transgressions on the cratons and initiations of some miogeosynclines (Yenisey Ridge, Patom Upland) and usually overlap the older rocks unconformably. The middle Riphean stromatolite assemblage is characterized by abundant Baicalia, Tungussia, Jacutophyton, Conophyton metula, Con. lituum, Con. cylindricus, Con. garganicum, Svetliella accompanied by rare, usually endemic forms of Minjaria, Gymnosolen, Colonnell and other groups.

8. The middle/upper Riphean boundary in the European part of the USSR is traditionally based on the unconformity of "Grenvillian" age (about 1100 m.y.), which separates Yurmatan group and younger clastic rocks, overlain by the beds with the first upper Riphean stromatolites (Karatan group). The "Grenvillian" movements were not clearly pronounced in Siberian continuous sequences. The main criteria for definition of the boundary here are paleontological ones. Usually it is based on the change of stromatolite assemblages within the Lakhanda group (about 950 ± 50 m.y.).

9. The upper Riphean ($1000-1100$ to 680 ± 20 m.y.) is composed of red clastic sediments on the East European platform and of clastic-carbonate ones in the Urals (the main part of Karatau group and its equivalents). In Siberia the upper Riphean deposits have two-fold structure: the lower, mainly carbonate, part (upper Lakhanda and its equivalents) and the upper, relatively narrow distributed, clastic, part (Uy group and its equivalents) which is a member of an orogenic complex in the Baicalides of south-western Siberia. The upper Riphean is characterized by Inzeria tyomisi, In. confragosa, Jurusania cylindrica, J. nirvensis, Gymnosoleu ramsayi, G. furcatus, Miujaria uralica, Boxonia lissa, locally accompanied by rare baicalias and new forms of conobytous and jacutophytous.

10. The terminal Riphean (Judoman, Vendomian) (680 ± 20 - 570 ± 20 m.y.) in the European part of the USSR is represented by clastic successions with subordinate carbonate members in the lower part and the Lapland glacial horizon in the middle part Uk suite and Asha group of the Urals and contemporaneous sediments. This marker tillite horizon is recognized also in Middle Asia and Kazakhstan. The Siberian Terminal Riphean is composed of carbonate rocks in the north and east (Judoma group and its equivalents) and of clastic deposits in the south-western (Taseyeva group). The Siberian and East European

platforms during the Terminal Riphean were for the first time almost completely inundated. At the same time the uplifts in some geosynclines resulted in the formation of molasses (Urals, Yenisey ridge, Baical area). The following stromatolites are typical for the unit: *Linella ukka*, *L. simica*, *Boxonia grumulosa*, *B. ingilica*, *Jurusania tumuldurica*, *J. (?) Judomica*, *Paniscollenia emergens*, *Colleniella singularis*.

11. The upper boundary and main time range at the upper unit of the upper Precambrian are accepted more or less uniformly by the Soviet geologists. There are differences of opinions concerning its lower boundary in European part of the USSR, nomenclature and relation to the Riphean.

12. The main time-stratigraphic subdivisions of the Riphean are divided by means of stromatolites and microphytolites into subordinate units of inter- or intraregional significance. The Terminal Riphean is divided by the Lapland glacial horizon into two parts (Kudashian and Vendan).

13. The comparison of the time stratigraphic scales of the upper Precambrian most widely used in the USSR, USA, Canada and Australia proves that several stratigraphic boundaries coincide or almost coincide with two or more scales. It shows the great possibilities to create the global scale for the upper Precambrian. The Riphean perhaps could be one of the best models for constructing such scale since the time-equivalents of its four main subdivisions are established by means of available paleontological, geochronological and geological data in the key sections of Australia, Korea, India, Africa, Spitzbergen, Greenland, Canada and USA.

При построении хроностратиграфических шкал докембрия используются два различных принципа. Основой одних шкал служит главным образом выделение этапов активного плутонизма и метаморфизма, которые рассматриваются как естественные стратиграфические и геохронологические рубежи, намечаемые большим числом изотопных датировок магматических и метаморфических пород. Даты, полученные этим путем, позволяют сравнивать этапы тектоно-магматической активности в различных регионах. Осадочные и вулканогенные слоистые толщи являются при этом "пассивным заполнителем" пространства между этапами кульминации тектоно-магматической активности и не несут дополнительной информации при корреляции и расчленении. Шкалы второго типа основаны на анализе последовательности состава и соотношения

слемных комплексов и органических остатков и строятся на тех же принципах, что и стратиграфическая шкала фанерозоя. Они опираются на стратотипы и обеспечивают необходимый контроль за интерпретацией радиогеохронологических данных. К шкалам этого типа относится стратиграфическая шкала рифея (верхнего протерозоя), получившая преобладающее распространение в СССР.

Биостратиграфический метод, положенный в основу построения стратиграфической шкалы рифея СССР, опирается главным образом на фитолиты и лишь в самых верхах разреза — на отпечатки бесскелетных животных. Особенности использования фитолитов освещены в особом докладе данного сборника. Что касается Metazoa и следов их жизнедеятельности, то уникальные их находки в среднем и верхнем рифее представляют сейчас главным образом общий интерес для восстановления древнейших биот геологического прошлого. Совсем иное значение имеют отпечатки бесскелетных многоклеточных животных, открытые в верхней части термивального рифея (в венде). Их находки на Восточно-Европейской платформе, на Урале и в Сибири позволяют говорить о большой специфике палеонтологической характеристики венды и его аналогов и о его широкой корреляции с отложениями, содержащими представителей эдиакарской фауны в других регионах (Секелов, 1964, 1968, 1972 и др.). Богатый комплекс видов, открытый в последнее время в валдайской серии на Онежском полуострове (Келлер, Меннер и др., 1974; Келлер, Федюкин, 1976) и включающий *Pteridium simplex* Gurich, *Dickinsonia costata* Sprigg, ряд трилобитоморфных артропод, лишенных твердого скелета, и другие формы, имеет наибольшее сходство с собственно эдиакарским комплексом Австралии и позволяет уверенно коррелировать эти отложения с кварцитами Паунд. Все имеющиеся данные позволяют принять вывод Б.С.Секелова (1968, 1972) и П.Э.Клауда (Cloud, 1968, 1973). Согласно этому выводу, в самых верхах докембрия после сурового лапландского ледникового периода, следы которого установлены почти на всех континентах (Чумаков, 1972, 1974 и др.), имела место грандиозная вспышка видообразования, затронувшая различные классы животных. Большинство этих форм вымерло к началу кембрийского периода.

На территории СССР отложения рифея распространены чрезвычайно широко. Они формируют нижнюю часть осадочного чехла Восточно-Европейской и Сибирской платформ и развиты в обрамляющих их миогеосинклиналиях. На Восточно-Европейской платформе рифейские отложения образуют естественные выходы на склонах Балтийского щита и по юго-западному склону Украинского кристаллического массива. На огромных пространствах плиты они вскрыты многочисленными буровыми скважинами под более молодыми отложениями. Особен-

но полные разрезы этого типа мы имеем в западной части платформы (Белоруссия, Украина), в обширной Московской синеклизе, в Рязано-Пачелмском прогибе и в Волго-Уральской области. Во всех этих районах породы верхнего докембрия (рифей) незначительно изменены и иногда затронуты лишь начальными процессами эпигенеза. С востока, северо-востока и севера Восточно-Европейская платформа обрамляется складчатыми сооружениями или поднятиями, в пределах которых на обширных площадях вскрываются миогеосинклинальные разрезы рифея. Из них особенно важен для нас разрез Урала, который принимается за стратотип рифейской группы (рис. 1).

В пределах Сибирской платформы хорошо обнаженные разрезы рифея вскрываются в северной части региона на склонах Анабарского массива, в пределах Уджинского, Оленекского, Хараулахского и Туруханского поднятий, а также в пределах обширного Учуро-Майского района. В последнем регионе можно видеть постепенные латеральные переходы типично наплитных, относительно маломощных и менее полных разрезов Учуро-Майской плиты в более мощные, лишенные крупных перерывов разрезы Юдомо-Майского прогиба (рис. 2). Типичные миогеосинклинальные толщи рифея в Сибири обнажены на Енисейском крыже и в Байкало-Цатомском нагорье. Представительные разрезы рифея (главным образом его верхних горизонтов) наблюдаются на периферии Иркутского амфитеатра и вскрыты в его пределах скважинами. Не так давно стали известны важные разрезы верхнего докембрия на Северо-Востоке СССР.

Платформенные и миогеосинклинальные толщи рифея СССР богато охарактеризованы фитолитами, содержат акритархи, а в самой верхней части — и представителей эдиакарской фауны. На ряде уровней эти толщи датированы радиогеохронологически (главным образом K-Ar методом по глаукониту); наибольшее количество таких уровней содержат разрезы Оленекского поднятия и Учуро-Майского района (соответственно I4 и I5). В большинстве случаев имеющиеся цифры образуют правильные ряды, по значению убывающие вверх по разрезу. В некоторых регионах датировки магматических пород (в том числе полученные U-Pb и Rb-Sr методами) контролируют эти цифры.

Эвгеосинклинальные отложения рифея широко представлены в Казахстане, Средней Азии, на Дальнем Востоке и в своеобразном виде (с большим содержанием карбонатов) — в Алтае-Саянской области. Эти отложения обладают гораздо более бедной и иногда своеобразной палеонтологической характеристикой, плохо охарактеризованы радиологически, и поэтому их общее расчленение и корреляция вызывают большие трудности. Исключение в этом отношении

составляет разрез Северного Тянь-Шаня, который содержит строматолиты, обеспечивающие телекорреляцию.

Типовой разрез рифея расположен в Горной Башкирии, где вскрыты мощные (до 12 км) мигеоосинклинальные терригенно-карбонатные толщи, расчленяющиеся на 4 серии. Установленная в этом разрезе общая последовательность бурзянской, юрматинской, каратавской и аминской серий сомнений не вызывает. Предметом дискуссии является лишь возраст бурзянской серии. Традиционная ее датировка в пределах 1650 ± 50 - 1400 ± 50 млн. лет (Геохронология СССР, 1973) в последнее время оспаривается. Основой для этого служат новые изохронные Rb-Sr и U-Pb определения возраста прорывающих ее гранитов Бердяшского массива, показавшие согласованные значения 1560 ± 30 млн. лет (Салоп, Мурина, 1970) и Pb-изохронные определения доломитов саткинской свиты этой серии (2650 ± 40 млн. лет, предварительные данные; Салоп, 1973). В этой связи нужно отметить, что U-Pb датировки циркона и Rb-Sr определения валовых проб добурзянских пород (Дунаев, 1967; Тугаринов и др., 1970) делают маловероятным предположение о том, что возраст бурзянской серии может превышать 1900-2000 млн. лет. Состав строматолитов и микрофитолитов этой серии предполагает ее корреляцию с нижнерифейскими толщами Сибири, возраст которых не выходит за пределы 1700 ± 100 - $1350 \pm$ млн. лет. Присутствующие в бурзянских карбонатных толщах *Kussiella kussiensis* (Masl.), *Cynophyton cylindricum* Masl., *Gongylina differenciata* Kom., *Osagia pulla* Z.Zhur., *Vesicularites rotundus* Z. Zhur., *Radiosus kussiensis* Zabr широко известны в котуйканской, омахтинской и других типичных нижнерифейских толщах Сибири.

Парастратотипом рифея является разрез Учуро-Майского района, существенно дополняющий стратотип в части палеонтологической характеристики. Важность этого разреза определяется и тем, что он - единственный в Северной Евразии разрез, в котором палеонтологически и радиологически доказанные нижнерифейские отложения контактируют с позднеафегийскими вулканогенными молассоидными толщами. Между этими образованиями здесь устанавливается структурное несогласие (Забродин, 1966; Константиновский, 1974; Семихатов, 1974).

С разрезом Учуро-Майского района по палеонтологическим, радиологическим и отчасти по историко-геологическим данным хорошо коррелируются другие опорные разрезы Средней Сибири - Енисейского края, Туруханского района, Хараулаха, Оленекского поднятия, несколько хуже - Анабарского массива и Байкало-Патомского нагорья.

Вместо с тем детальная увязка этого разреза с уральским стратотипом еще не закончена, и на этот счет имеется несколько точек зрения (Хоментовский и др., 1972; Келлер, 1973; Комар, 1973; Семихатов, 1973, 1974, и др.).

Выделяя рифей, Н.С.Шатский (1945, 1952, 1960) рассматривал его как отложения крупного естественного этапа развития земной коры, который последовал за окончанием карельской складчатости и завершился байкальской. В обособлении этого этапа Н.С.Шатский особое значение придавал сравнительно-тектоническому и формационному анализу, в частности выделению меласс, маркирующих завершение крупных тектонических циклов.

Развитие знаний по региональной геологии и геохронологии докембрия показало, что на всех континентах в областях завершённых раннепротерозойских складчатостей (свекофенско-карельской, гудзонской, макомбской, буларенидской) и в смежных зонах стабильных массивов того времени вслед за кульминацией метаморфизма и магматизма с возрастом около 1900 млн. лет происходило накопление весьма показательных в формационном отношении толщ, которые приурочены к изометричным наложенным впадинам или линейным приразломным прогибам. Это песчано-конгломератовые, обычно красноцветные серии и тесно связанные с ними, преимущественно кислые вулканические (существенно наземные) и вулканоплутонические ассоциации, которые отражают заключительные стадии развития раннепротерозойских (афебийских) складчатых систем и рассматриваются нами как позднеорогенный их комплекс (Келлер, 1971, 1973; Семихатов, 1972, 1973, 1974). Ранее авторами было показано, что данный комплекс на всех континентах формировался в относительно узких возрастных рамках (от 1850 ± 50 до 1700 ± 50 млн. лет) и был в общем одновременным с главными этапами интрузивного магматизма и складчатости в поздних зонах раннепротерозойских подвижных поясов (поздние гудзониды, поздние свекофениды и их аналоги).

Наиболее яркими представителями афебийских позднеорогенных комплексов Северной Евразии являются субиотий Скандинавии, акитканская серия Прибайкалья и улканско-бириндинские толщи Учур-Майского района. Их соотношения с доказанным нижним рифеем наблюдаются только в последнем из названных районов. Здесь улканско-бириндинские толщи, как уже говорилось, со структурным несогласием перекрываются типично платформенными осадками учурской серии.

Аналогичный по геологическому смыслу и возрасту рубеж пре-красно прослеживается на Канадском щите и в Австралии. Он разделяет отложения палеохеликия Канады и карпентария Австралии на

два комплекса: локально распространенный нижний, представленный пьезоэрогенными образованиями, и шире распространенный типично платформенный верхний (Семихатов, 1972, 1973, 1974; Келлер, 1973). Рассматриваемый рубеж разделяет два крупнейших этапа развития и, в соответствии со взглядами Н.С.Шатского, рассматривается нами как нижняя граница рифея. Его возраст после обсуждения на нескольких стратиграфических совещаниях оценивается в 1650 ± 50 млн. лет.

Обобщая данные по основным опорным разрезам СССР и опираясь на ряд публикаций (Келлер, 1973; Комар, 1966; Махнач и др., 1975; Раабен, 1975; Семихатов, 1974; Соколов, 1972; Солонцов, Аксенов, 1969; Чумаков, 1974; Хоментовский и др., 1972, и др.), можно дать следующую краткую характеристику крупных стратиграфических подразделений рифея. Эти четыре подразделения, рассматриваемые нами как протосистемы (фитемы), выделяются главным образом на основании вертикального распространения характерных комплексов фитолитов.

Нижний рифей (1650 ± 50 – 1400 ± 50 млн. лет) представлен терригенными (местами с подчиненными вулканидами) и терригенно-карбонатными отложениями, которые распространены ограниченно по окраинам Сибирской и Восточно-Европейской платформ и в некоторых обрамляющих их прегибах. Эти отложения (учурская серия и ее аналоги в Сибири, бурьянская серия Урала) накопились в изолированных бассейнах в условиях общего высокого стояния платформ. Типичный для нижнего рифея комплекс строматолитов включает массовые *Kussia kussiensis*, *Conophyton garganicum*, *Con. cylindricum*, *Jacutophyton*, *Gongylina diferenciata*, *Nucleola figurata*, *Omachtenia uchurica*, *O. omachtensis*. Им сопутствует характерная ассоциация микрофитолитов (Журавлев, 1964, 1968).

Средний рифей (от 1400 ± 50 до 1000 – 1100 млн. лет) представлен терригенно-карбонатными толщами, местами заключающими основные вулканиды с возрастом 1100 – 1200 млн. лет. Средний рифей обременяет юрматинскую серию Урала, аймчанскую, керпильскую и нижнюю часть лахандинской серии Сибири и их аналоги. Эти отложения отражают трансгрессии на платформы, заложение ряда миоэоцинклиналей (Енисейский край, Патимское нагорье) и обычно залегают на более древних образованиях несогласно. Характерный среднерифейский комплекс строматолитов включает массовые *Baicalia*, *Tungussia*, *Jacutophyton ramosum*, *J. multiformae*, *Conophyton metula*, *Con. cylindricum*, *Con. garganicum*, *Con. lituum*, *Svetliella*,

которым сопутствуют редкие, обычно эндемичные формы *Minjaria*, *Gymnosolen* и некоторых других групп. В слюях с этими строматолитами обычно содержится так называемый П комплекс микрофитов.

Граница среднего и верхнего рифея в европейской части СССР традиционно проводится по несогласию "грэнвилльского" возраста (около 1100 млн. лет), отделяющему юрматинскую серию от вышележащих терригенных толщ, которые подстилают слои с первыми верхнерифейскими строматолитами (каратавская серия). В сибирских непрерывных разрезах следы грэнвилльских движений четко не выражены. Главным критерием проведения данной границы здесь является палеонтологический. Обычно ее обосновывают сменой двух комплексов строматолитов, происходящей внутри лахандинской серии и ее аналогов (около 950 (1000) \pm 50 млн. лет).

Верхний рифей (от 1000–1100 до 680 \pm 20 млн. лет) представлен на Восточно-Европейской платформе красноцветными обломочными, а на Урале – терригенно-карбонатными отложениями (большая часть каратавской серии и ее аналоги). В Сибири верхнерифейские отложения имеют двучленное строение: существенно карбонатные толщи внизу (верхнелахандинские отложения и их аналоги) и значительно уже распространенные, преимущественно терригенные толщи вверх (уйская серия и ее аналоги). В ряде районов Южной Сибири отложения верхних горизонтов верхнего рифея входят в состав ортогенного комплекса байкалид (Клитин и др., 1970; Постельников, 1973). Для верхнего рифея типичен следующий комплекс строматолитов: *Inzeria tjomusi*, *In. confragosa*, *In. dzejimi*, *Jurusania cylindrica*, *J. nizvensis*, *Gymnosolen ramsayi*, *G. furcatus*, *Minjaria uralica*, *Voхonia lissa*. Этим формам сопутствуют редкие байкалии, конофитоны и якутофитоны, представленные новыми формами.

Терминальный рифей (юдомий, вендомий) (680 \pm 20–570 \pm 20 млн. лет) на Восточно-Европейской платформе и на Урале представлен преимущественно терригенными отложениями, которым внизу подчинены карбонатные горизонты (уйская свита и ашинская серия Урала и их эквиваленты). В наиболее полных разрезах терминального рифея этого региона в средней части присутствует лапландский ледниковый горизонт. Маркирующий горизонт тиллитов, соответствующий лапландскому, развит также в Средней Азии и Казахстане (Чумаков, 1972, 1974). В Сибири терминальный рифей представлен карбонатными отложениями на севере и востоке (юдомская свита и ее аналоги) и терригенными на юго-западе (тасеевская серия и островная свита и разновозрастные им толщи). На Восточно-Европейской и Сибир-

ской платформе в терминальном рифее развивалась трансгрессия, которая впервые привела к почти полному их затоплению. В некоторых геосинклинальных прогибах в то же время произошло вздымание, приведшее к формированию моласс (Урал, Енисейский кряж, Байкальская область). Для терминального рифея характерны *Linella ukka*, *L. simica*, *Tungussia bassa*, *Voxonia grumulosa*, *B. ingilica*, *Jurusania tumuldurica*, *J. (?) judomica*, *Paniscollenia emergens*, *Colleniella singularis* и другие строматолиты, а в верхней части найдены многочисленные *Metazoa*, среди которых можно указать такие характерные формы, как *Pteridinium simplex*, *Dickinsonia costata*, *Vendomia menneri* и другие. Очень широко распространены в отложениях терминального рифея микрофитолиты IV комплекса (Журавлев, 1964, 1968).

В пределах рифейских фитем (протосистем) с помощью строматолитов и микрофитолитов удастся наметить подчиненные стратиграфические подразделения регионального или межрегионального значения (горизонты и подчиненные им слои). Их обоснованием служат определенные ассоциации форм и, в некоторых случаях, групп этих ископаемых (см. статью Вл. А. Комара и соавторов в настоящем сборнике).

Карбонатные толщи со строматолитами и микрофитолитами создают как бы основной каркас для выделения и корреляции фитем и их подразделений. Наличие в рифее СССР многочисленных терригенных толщ порождает ряд трудностей на этом пути. В особенности это относится к верхнему докембрию Восточно-Европейской платформы, представленному главным образом терригенными отложениями. Существенно терригенные толщи терминального рифея на Русской плите и на Урале делятся на две части по подошве лапландского ледникового горизонта. Нижняя часть терминального рифея названа здесь кудашскими слоями (Келлер, Аксенов и др., 1974), а верхняя широко известна под именем венда (Соколов, 1964, 1968, 1972). Рядом исследователей именно венд, а не терминальный рифей выдвигается как главное верхнее подразделение докембрия (Соколов, 1972; Хоментовский, 1974, и др.).

В заключение кратко остановимся на сравнении наиболее употребительных стратиграфических шкал, предложенных для верхней части докембрия. К их числу относятся шкалы протерозоя Австралии (Dunn et al., 1966; Compston, Arriens, 1968) и Канады (Stockwell, 1964, 1972) рифея СССР и шкала докембрия геологической службы США (James, 1972). Первые три из них, как уже подчеркивалось в печати (см. Келлер, 1973; Семихатов, 1973), построены на стратиграфическом принципе, а четвертая — с учетом это-

го принципа. Анализ положения и обоснования важнейших границ, используемых в этих шкалах, убеждает, что ряд границ являются общими или близкими для двух или более шкал.

Граница рифея и дорифея советской шкалы по своему геологическому смыслу и возрасту весьма близка к границе между докембрием X и Y шкалы США, а в Австралии или Канаде ей соответствуют рубежи внутри карпентария и палеохеликия, отражающие смену заключительных стадий развития подвижных поясов эфебия (раннего протерозоя) началом этапа формирования платформенных чехлов. В австралийской и канадской шкалах фигурирует граница, весьма близкая или соответствующая подошве среднего рифея. Так же как в СССР, она совпадает в Австралии с временем заложения ряда мигеоэсинклиналей, а в Северной Америке - с эльсонским диасхизисом, анерогенным магматизмом и, видимо, с заложением мигеоэсинклинали Скалистых гор. Аналогично этому в шкале Канады и Австралии существует рубеж 1000-1100 млн. лет, отвечающий гренавилльской "орогении" (диасхизису). Одновозрастной рубеж часто принимается за границу среднего и верхнего рифея в СССР. Труднее найти за рубежом границу с возрастом около 950 млн. лет, соответствующую в Сибири смене среднерифейского комплекса строматолитов верхнерифейским их комплексом. Она улавливается за пределами Северной Евразии, в Корее, и намечается в Австралии и в США - в тех разрезах, в которых мы имеем достаточную палеонтологическую характеристику.

Наличие общих или близких границ в наиболее популярных шкалах верхнего докембрия трех континентов открывает реальные перспективы для создания глобальной шкалы верхнего докембрия. По нашему мнению, рифей мог бы быть одной из лучших моделей для построения такой шкалы, так как эквиваленты его четырех главных подразделений с помощью палеонтологических, геохронологических и геологических данных устанавливаются в опорных разрезах Австралии, Кореи, Индии, Африки, Шпицбергена, Гренландии, Канады и США и по существу уже сейчас могут рассматриваться как межконтинентальные стратиграфические единицы.

ЛИТЕРАТУРА

- Б е к к е р Ю.Р., 1968. Позднедокембрийская моласса Южного Урала. Л., "Недра".
- Геохронология СССР, 1973. Том I. Докембрий. Л., "Недра".
- Д у н а е в В.А., 1967. Некоторые дополнительные сведения о магматизме в тараташской свите по данным Rb-Sr метода. - В кн.: Минералы изверженных горных пород и руд Урала. Л., "Наука".

- Ж у р а в л е в а З.А., 1964. Онколиты и катаграфим рифея и нижнего кембрия Сибири и их стратиграфическое значение. - Тр. ГИН АН СССР, вып. 114. М., "Наука".
- Ж у р а в л е в а З.А., 1968. Диагностические признаки онколитов и катаграфий и распределения их в разрезе рифея Урала. - Тр. ГИН АН СССР, вып. 188. М., "Наука".
- З а б р о д и н В.Е., 1966. Особенности развития восточной части Алданского щита на ранних этапах формирования его чехла. "Изв. АН СССР, серия геол.", № 10.
- К е л л е р Б.М., 1971. Рифей и его место в единой стратиграфической шкале докембрия. - "Сов. геология", № 6.
- К е л л е р Б.М., 1973. Тектоническая история и формации верхнего докембрия. - "Итоги науки. Серия общая геология", т. 5.
- К е л л е р Б.М., А к с е н о в Е.М., К о р о л е в В.Г., К р ы л о в И.Н., Р о з а н о в А.Ю., С е м и х а т о в М.А., Ч у м а к о в Н.М., 1974. Вендомий (терминальный рифей) и его региональные подразделения. - "Итоги науки. Серия стратиграфия и палеонтология", т. 5.
- К е л л е р Б.М., М е н н е р В.В., С т е п а н о в В.А., 1974. Новые находки Metazoa в вендомии Русской платформы. - "Изв. АН СССР, серия геол.", № 12.
- К е л л е р Б.М., С е м и х а т о в М.А., 1968. Опорные разрезы рифея материков. - "Итоги науки. Серия стратиграфия и палеонтология", вып. 4. М., ВИНТИ.
- К е л л е р Б.М., Ф е д о н к и н М.А., 1976. Новые находки Metazoa в валдайской серии Русской платформы. - "Изв. АН СССР, серия геол.", № 3.
- К л и т и н К.А., П а в л о в а Т.Г., П о с т е л ь н и к о в Е.С., 1970. Байкалиды юго-востока Сибири. - Тр. ГИН АН СССР, вып. 219. М., "Наука".
- К о м а р В.А., 1966. Строматолиты верхнедокембрийских отложений севера Сибирской платформы и их стратиграфическое значение. - Тр. ГИН АН СССР, вып. 154. М., "Наука".
- К о м а р В.А., 1973. Новые данные о корреляции рифейских отложений Южного Урала и Сибири. - "Изв. АН СССР, серия геол.", № 10.
- К о н с т а н т и н о в с к и й А.А., 1974. Улканский и биякчанский среднепротерозойские грабены юго-востока Сибирской платформы. - "Изв. АН СССР, серия геол.", № 4.
- К о р о л е в В.Г., 1972. Докембрий. - В кн.: Геология СССР. Том XXV. Киргизская ССР. М., "Недра".
- К р ы л о в И.Н., 1975. Строматолиты рифея и фанерозоя СССР. - Тр. ГИН АН СССР, вып. 274. М., "Наука".

- Махнач А.С., Веретенников Н.В., Шкура -
тов В.И., 1975. Стратиграфическая схема верхнего до-
кембрия Белоруссии. - В кн.: Тезисы докладов по верхне-
му докембрию (рифей) Русской платформы. М., 1974.
- Палеогеография СССР, 1974. Том I. Докембрий, кембрийский, ордо-
викский и силурский периоды. М., "Недра".
- Постельников Е.С., 1973. Байкальский орогенез
(на примере Енисейского кряжа). - Тр. ГИН АН СССР, вып.
243. М., "Наука".
- Рабаев М.Е., 1975. Верхний рифей как единица общей страти-
графической шкалы. - Тр. ГИН АН СССР, вып. 273. М., "Наука".
- Рабаев М.Е., Забродин В.Е., 1972. Водорослевая
проблематика верхнего рифея (строматолиты и онколиты). -
Тр. ГИН АН СССР, вып. 217. М., "Наука".
- Салоп Л.И., 1973. Общая стратиграфическая шкала докембрия.
Л., "Недра".
- Салоп Л.И., Мурин Г.А., 1970. Возраст Бердяшского
плутона рипакиви и проблема геохронологических границ ниж-
него рифея. - "Сов. геология", № 6.
- Семихатов М.А., 1972. К общей стратиграфической шкале
докембрия. - В кн.: Геология докембрия. Л., "Наука".
- Семихатов М.А., 1973. Общая стратиграфическая шкала
верхнего докембрия: состояние и перспективы. - "Изв. АН
СССР, серия геол.", № 9.
- Семихатов М.А., 1974. Стратиграфия и геохронология про-
терозоя. - Тр. ГИН АН СССР, вып. 256. М., "Наука".
- Серебряков С.Н., 1975. Особенности формирования и
размещения рифейских строматолитов Сибири. - Тр. ГИН АН
СССР, вып. 200. М., "Наука".
- Сokolov Б.С., 1964. Вендский комплекс (венд) и проблема
границы докембрия и палеозойской группы. - В кн.: Гео-
логия докембрия (Международ. геол. конгресс, 22-я сессия.
Докл. сов. геологов. Проблема 10). М., "Недра".
- Сokolov Б.С., 1968. Стратиграфические границы нижнепалео-
зойских систем. - В кн.: Стратиграфия нижнего палеозоя
Центральной Европы (Международ. геол. конгресс, 23-я сессия.
Докл. сов. геологов. Проблема 9). М., "Наука".
- Сokolov Б.С., 1972. Вендский этап в развитии Земли. - В
кн.: Палеонтология. М., "Наука".
- Солонцов Л.Ф., Аксенов Е.М., 1969. Рифей Восточно-
Европейской платформы. - "Изв. высш. учебн. заведений.
Геол. и разведка", № 10.
- Солонцов Л.Ф., Аксенов Е.М., 1970. О стратиграфии

- валдайской серии Восточно-Европейской платформы. - "Изв. высш. учебн. заведений. Геол. и разведка", № 6.
- Т у г а р и н о в А.И., Б и б и к о в а Е.В., К р а с н о - б а е в А.А., М а к а р о в В.А., 1970. Геохронология уральского докембрия. - "Геохимия", № 4.
- Х о м е н т о в с к и й В.В., 1974. Принципы выделения венда как системы палеозоя. - В кн.: Этюды биостратиграфии. М., "Наука".
- Х о м е н т о в с к и й В.В., Ш е н ф и л ь В.Ю., Я к ш и н М.С., Б у т а к о в Е.П., 1972. Опорные разрезы отложений верхнего докембрия и нижнего кембрия Сибирской платформы. М., "Наука".
- Ч у м а к о в Н.М., 1972. Позднекембрийское оледенение Европы и некоторые связанные с ним проблемы. - В кн.: Геология докембрия. Л., "Наука".
- Ч у м а к о в Н.М., 1974. Лапландское оледенение Европы. - В кн.: Этюды по стратиграфии. М., "Наука".
- Ш а т с к и й Н.С., 1945. Очерки тектоники Волго-Уральской области и смежной части западного склона Южного Урала. - "Материалы к познанию геологического строения СССР, новая серия", вып. 2 (I2).
- Ш а т с к и й Н.С., 1952. О границе между палеозоем и протерозоем и рифейских отложениях Русской платформы. - "Изв. АН СССР, серия геол.", № 5.
- Ш а т с к и й Н.С., 1960. Принципы стратиграфии позднего докембрия и объем рифейской группы. - В кн.: Стратиграфия позднего докембрия и кембрия. М., "Наука".
- C l o u d P.E., 1968. Pre-Metazoa evolution and origin of the Metazoa. - In: Evolution and environment. Yale Univ. Press.
- C l o u d P.E., 1973. Possible stratotype sequences for the basal Paleozoic in North America. - "Am. J. Sci.", v. 273, N 1.
- C o m p s t o n W., A r r i e n s P.A., 1968. The Precambrian geochronology of Australia. - "Canad. J. Earth Sci.", vol. 5, N 3, pt. 2.
- D u n n P.R., P l u m b K.A., R o b e r t s H.G., 1966. A proposal for time-stratigraphic subdivision of the Australian Precambrian. - "J. Geol. Soc. Austral.", vol. 13, N 2.
- J a m e s H., 1972. Subdivision of Precambrian: an interim scheme to be used by U.S. Geological Survey. - "Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.", vol. 56, N 6.
- S t o c k w e l l C.H., 1964. Fourth report on structural provin-

ces, orogenics and time-classification of rocks of the Canadian shield. - Geol. Surv. Canada.

St o c k w e l l C.H., 1972. Revised. Precambrian time-scale for the Canadian shield. - Geol. Surv. Canada.

СРАВНЕНИЕ НЕКОТОРЫХ ШКАЛ ОБЩЕГО РАСЧЛЕНЕНИЯ ДОКЕМБРИЯ
COMPARISON OF THE SOME TIME-STRATIGRAPHIC SCALES OF THE PRECAMBRIAN

Возраст в млн лет Isotopic age m.l.y.	Шкала рифер СССР Soviet scale of the Riphean	Шкала протерозоя Австралии Australian scale of the Proterozoic	Шкала протерозоя Канады Canadian scale of the Proterozoic	Шкала докембрия Геолог. службы США Scale of the USGS
500	Pz Є кембрий	Pz Є кембрий	Pz Є кембрий	Pz Є кембрий
	РИФЕЙ РИРНЕАН	ПРОТЕРОЗОЙ	ПРОТЕРОЗОЙ	ПРОТЕРОЗОЙ
	570 Терминальный Terminal			
	880	АДЕЛАИДА Adelaidean	Хадриний Hadrinian	Докембрий Z PZ
	Верхний Upper			800
1000	—950		1000 (955)	Докембрий Y
	Средний Middle		Неохеликий Neohelikian	PEY
	1100			
	1400	1400	1425 (1370)	
1500	Нижний Lower	Карпентарий Carpentarian	Хеликий Helikian	Палеохеликий Paleohelikian
	1650		1800 (1735)	1600
		ПРОТЕРОЗОЙ	ПРОТЕРОЗОЙ	ПРОТЕРОЗОЙ
2000		1800		Докембрий X
		Нуллагаиний Nullaginian	Афебий Aphebian	PEX
2300		2300		
2500		Архей Archean	2570 (2480)	2500
	2700			
	Ar			

У.Ф.Ф а р и г (Канада)

ПАЛЕОМАГНИТНАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ РИФЕЯ СЕВЕРНОЙ АМЕРИКИ

W.F.F a h r i g (Canada)

PALEOMAGNETIC CORRELATION OF THE RIPHEAN OF NORTH AMERICA

Первый существенный вклад в палеомагнитную корреляцию рифейских отложений Северной Америки внес Дюбуа в 1962 г., когда он показал, что в породах серии Кивино (возраст около 1100 млн. лет) в районе оз.Верхнего присутствует единая главная зона обратной намагниченности. С ее помощью стало возможным коррелировать совершенно не связанные между собой кивиноусские вулканиты и осадочные породы. В то же самое время он предположил существование большой петли на кривой смещения полюса для Северной Америки. Последующие работы надежно фиксировали эту петлю, и одна из таких фиксирующих точек создала основу для первого североамериканского магнитостратиграфического интервала - Маккензи. Этот интервал представляет собой квазистатистический период смещения магнитного полюса Северной Америки и охватывает несколько десятков миллионов лет, в течение которых Земля сохраняла нормальную магнитную полярность. Этот интервал может иметь глобальное значение для корреляции определенных докембрийских пород.

В настоящее время с палеомагнитной точки зрения изучено по крайней мере 100 докембрийских объектов по всему Северо-Американскому кратону. В результате для рифея Северной Америки удалось построить довольно хорошо обоснованную кривую миграции полюса, которая широко используется в корреляции. До настоящего времени нет палеомагнитных данных, которые принудили бы признать крупные относительные перемещения сегментов Северо-Американского кратона.

Важнейшие магнитостратиграфические интервалы для рифея Северной Америки и отвечающие им положения полюса кратко суммированы ниже:

Магнитостратиграфические интервалы

Интервал	Возраст, млн. лет	Полярность	Положение полюса
Седбери	1900	Норм.	112° W 34° N
Дубонт	1830	Норм. обр.	83° W 07° N
Мартин	1820	"	73° W 08° S

Интервал	Возраст, млн. лет	Полярность	Положение полюса
Мичикамау	1500	Норм.	148°W 01°S
Маккензи	1250	"	171°W 04°N
Абитиб	1150	"	134°W 27°N
Логан	1100	Обр.	140°W 47°N
Тандербей	1100	Норм.	179°W 35°N
Франклин	700	Норм./обр.	166°E 06°N

The first major paleomagnetic contribution to the correlation of Riphean rocks of North America was made by Dubois in 1962 when he demonstrated that a single reversed interval was present in the approximately 1100 m.y. old Keweenaw rocks of the Lake Superior region. With this tool it was possible to correlate completely unconnected Keweenaw volcanic and sedimentary sequences. At the same time, he suggested the presence of a great loop in the North American polar wandering curve. Subsequent work has securely anchored this loop and one such anchor point has formed the basis of North America's first Precambrian Magnetostratigraphic Interval - the Mackenzie. This Interval represents a quasi-static period in North American polar wandering and represents several tens of millions of years during which the earth maintained normal magnetic polarity. It may prove to have world-wide value in the correlation of certain Precambrian rocks.

Paleomagnetists have now documented at least 100 studies of Precambrian rocks from throughout North America. These have resulted in a moderately well-dated polar wandering curve for the Riphean of North America which is of great use in correlation. With the possible exception of the Grenville Province, there is no compelling paleomagnetic evidence for major relative movement between segments of the North American Precambrian Craton since the beginning of the Riphean

The important Riphean Magnetostratigraphic Intervals for North America, their corresponding pole positions, and approximate ages, are as follows:

MAGNETOSTRATIGRAPHIC INTERVALS

Intervals	Age m.y.	Polarity	Pole position
Sudbury	1900	N	112°W 34°N
Dubawnt	1830	N/R	083°W 07°N
Martin	1820	N/R	073°W 08°S
Michikamau	1500	N	148°W 01°S
Mackenzie	1250	N	171°W 04°N
Abitibi	1175	N	134°W 27°N
Logan	1150	R	140°W 47°N
Thunder Bay	1100	N	179°W 35°N
Franklin	700	N/R	166°E 06°N

INTRODUCTION

At least 10,000 individually oriented samples have been collected for paleomagnetic study from the Riphean of North America. These have undergone more than 50,000 laboratory measurements, and it is a synthesis of the results of these measurements that is presented in this paper.

A bulletin by P.M. Dubois of the Geological Survey of Canada in 1962 ushered in an era of continuing effort to collect systematic paleomagnetic data on the Precambrian rocks of North America. In his preface Dubois pointed out that one of the most important and difficult problems of geologists working in Precambrian terrains was the chronological correlation of units from widely separated localities. Radioisotopic age determinations marked the first major new advance in correlating Precambrian formations. A second promising independent method is based on determination of the earth's magnetic pole relative to the rock units at the time these rock units formed, and the determination of the polarity of the earth's field at the time these units formed. We will now look at the progress that has been made in the paleomagnetic study of upper Precambrian (i.e. Riphean) units of North America.

THE LOGAN LOOP

Dubois' pioneer work was concentrated on the Keweenaw Group, which rims and presumably underlies much of the basin of Lake Superior. The various units consist of lavas which are predominantly basaltic, coarse to fine clastic sedimentary rocks and thick basic sills, all of which dip gently inward around the perimeter of the

lake. This sequence was formed in a rift system, probably between 1150 and 1000 m.y. ago (Hanson, 1975), but the time correlation of the units has proven a difficult task. Figure 1 shows the main igneous Keweenawan units. The solid black and the cross-hatched areas are normally and reversely polarized volcanic sequences respectively (N and R). The Duluth Gabbro is normally polarized and the Logan Sills reversed. Sedimentary strata are not shown.

Dubois found that if both polarities were represented in a locality, the older was always reversed and there was never more than one reversed-to-normal polarity change at any given volcanic sequence around the lake. He found also that the directions of the two polarities were not exactly reversed - i.e. they gave different paleomagnetic pole positions. He attributed this to polar wandering and concluded that the polar wandering path during the Keweenawan formed a great loop. This loop is shown of Figure 2. The direction of polar wandering is based on the fact that the reversely polarized Logan Sills are known to intrude the Sibley sediments (which are of mixed polarity) and the Thunder Bay dykes (Fig. 1) of normal polarity, intrude the Logan Sills and have a pole position identical to that of the Portage Lake lavas. Furthermore it was known that the Copper Harbour, Freda and Nonsuch sediments overlies the Portage Lake lavas. Note that in Figure 2 and throughout the paper, normal poles are solid black, reversed are open circles and poles of mixed polarity are half solid, half open.

This loop in the polar wandering curve has now been corroborated by many detailed studies in the Lake Superior region and has been named the Logan Loop (Robertson and Fahrig, 1971) after the Logan Sills, whose pole provides an important anchor. Figure 3 is a modern version of the Loop. Dubois' early work has been largely redone with more modern techniques, and additional units have been measured. The Sibley pole, which was the jumping off spot for the early loop, is not shown here for reasons that will become clear later in the text.

The apparent uniqueness of the reversal in any volcanic sequence around the lake has suggested that it is the same in each case. It therefore has become a time stratigraphic marker of great importance, not only locally, but possibly world-wide.

Figure 4 shows a contribution made by the reversed interval - (the Logan paleomagnetic interval) - to the correlation of volcanic sequences in the eastern part of the Lake Superior Basin. The reversed lower sequences are shown cross-hatched, the normal in solid black. Only in the Mamainse section (Figures 1 and 4) is there any suggestion of a second normal and reversed sequence, and

this is probably due to faulting. There is also some evidence of a time gap with erosion of reversely magnetized lower volcanic rocks and deposition of detrital sediments before deposition of the normally polarized volcanic sequence (Halls, 1974); however, this gap would never have been identified and correlated without the aid of magnetostratigraphy. This rather precise time correlation of units has, of course, been carried around to sequences in the western parts of the Lake Superior Basin.

The next question was whether this great loop might be a local phenomenon of some sort - perhaps related to local rotation of this region, or even to the presence of secondary components that were not removed during laboratory treatment of the samples. The most complete section that spans the time represented by the Logan Loop from elsewhere in North America is found in the Grand Canyon area. Figure 5, taken from work by Elston and Grommé (1975) shows poles from this sequence - from the oldest, (1) to the youngest, (13). Poles 10 and 11 are thought to be 1070 m.y. old and pole 1 may be as old as 1400 m.y., although poles 1, 2 and 3 could all be significantly younger. There is good agreement between these data and data from Lake Superior, although the reversal at the top of the Logan Loop is not visible. This probably indicates that this period of reversed polarity was one of short duration and of rapid polar wandering.

The next problem was the application of the magnetostratigraphic tool to older and younger groups of rocks. Much of this phase resulted from a continuing effort to correlate and date the basic igneous rocks of the Shields. Until about 1960 it was generally thought that the majority of the swarms of basic dykes that intersect the Shield were late Precambrian - i.e. about 1000 m.y. old. Early radioisotopic dating proved that this was not so (Fahrig and Wanless, 1963), but these also failed to provide consistent results for intrusions that were obviously related in time. A typical range for K-Ar whole-rock or biotite ages was 800 to 1150 m.y. for a set of intrusions about 1250 m.y. old. Rb-Sr age determinations were just as unsuccessful because of low Rb contents and other problems.

Paleomagnetism was turned to as a possible method of correlation, and one of the great achievements was the correlation of Mackenzie igneous events throughout the entire western Shield - an area of more than 1.5 million square kilometres (Fahrig and Jones, 1969), Fig. 6. From northwest to southeast, the Mackenzie rocks include the Coppermine Flood basalts, the Muskox Complex, sills in the east arm of Great Slave Lake, the Mackenzie and Sudbury diabase dykes. Rb-Sr dating of the Sudbury dykes (Van Schmus,

1965) and of the Coppermine volcanics (Baragar, 1972) have suggested an age for these rocks of about 1200 m.y. However, it is paleomagnetism that has enabled us to correlate this, the most extensive set of basic igneous rocks known from any continental area. The poles from these rocks form a tight cluster on the ascending arm of the Logan Loop (Fig. 7), and they have characteristics that make them of special interest for magnetostratigraphic correlation. The Coppermine volcanics are separated from the Muskox intrusion by an unconformity and by a thick carbonate sequence (Fraser et al., 1970). This, coupled with the thickness of the Coppermine sequence, suggests that the Mackenzie magnetostratigraphic interval represents several tens of millions of years. It was therefore a quasi-static period in terms of North American polar wandering. Furthermore, during this entire period of time, the earth maintained a normal polarity. The pole for the Mackenzie igneous events has become an important anchor for the Logan Loop and is clearly an important magnetostratigraphic interval which may be of world-wide chronostratigraphic importance.

Attempts to correlate dyke intrusions of the Abitibi Lake area produced a pole that closed the gap between the reversely magnetized Logan Sills and the poles of the Mackenzie Interval, Fig. 7, (Fahrig et al., 1965). Two poles from somewhat earlier Keweenawan rocks of the Lake Superior area, the South Trap normal and South Trap reversed volcanics, have been added to Figure 7 to illustrate the continuous nature of the east limb of the Logan Loop.

A second very extensive set of basic igneous rocks from across the northern crown of the Canadian Shield was also correlated with the use of paleomagnetism (Fig. 8). These include the Coronation sheets, Baffin dykes and the basic volcanic rocks of Victoria Island (Fahrig et al., 1971; Palmer and Hayatsu, 1975). These rocks make up the Franklin magnetostratigraphic interval, are about 700 m.y. old and exhibit at least one reversal. It was thought when early work was completed on these rocks that their pole constituted a secure western anchor for the Logan Loop (Robertson and Fahrig, 1971). However, new data on rocks whose magnetization may be intermediate in age between the Franklin and upper Keweenawan sequence, i.e., between 1050 and 700 m.y. (particularly poles from the Grenville Province) have suggested that a subsidiary loop may intervene between the 700 m.y. Franklin and the 1050 m.y. Keweenawan poles (McWilliams, 1974).

THE GRENVILLE LOOP

As work progressed on the paleomagnetism of middle and late Riphean units of North America, it appeared that this was a powerful tool for correlation. It seemed possible, however, that this tool might be of less value in correlating earlier Riphean units because of intracratonic movements. For example, it has been recognized for a long time that rocks of many ages are present within the Grenville Province, but these rocks have been variously metamorphosed and disturbed. It was unlikely that a series of primary poles could be easily obtained from Grenville rocks which would allow their correlation with rocks of similar ages elsewhere in North America. For this reason, sampling of pre-Keweenawan rocks was begun in the undisturbed anorthosite-quartz monzonite complex north of the Grenville Front, so that poles for these rocks could be compared with those of well-dated rocks thousands of kilometres to the south and west (Murthy et al., 1968). Figure 9A shows the locations of these 1300 to 1500 m.y. old anorthositic and related rocks of the N.E. Shield, whose examination was begun about 8 years ago. At that time the only rocks of comparable age for which paleomagnetic data were available were the Belt Supergroup and a few rock units in the southern United States (Fig. 9A). Figure 9B shows the North American pole positions which are now available for rocks of this age. They represent a tight south-trending cluster from the Michikamau interval, through an interval of mixed polarity, to a period of reversed polarity. The southern continuation of the east limb of this Grenville Loop and its connection with the east limb of the Logan Loop is not yet well established.

The data do seem to indicate that there have been no significant internal movements within a large central core of the North American Precambrian for at least the past 1500 m.y.

The Sudbury Loop

In recent years there has been considerable interest in obtaining reliable paleomagnetic data for the earliest Riphean. Figure 10A shows the location of units from which some of the important Early Riphean data have been obtained. The ages of the poles derived from rocks at these localities vary from about 1900 m.y. to about 1650 m.y. (Fig. 10B). The rocks from which they are derived are necessarily restricted to Archean areas, such as the Superior and Slave Orogens, which give radioisotopic ages greater than 2500 m.y., or to Aphebian Orogens such as the Churchill, which give radioisotopic ages of 1900 to 1700 m.y.

Several things appear from the paleomagnetic study of Early Riphean rocks:

1) Up to the present time there is no evidence of large-scale relative movement within the large Archean-Early Proterozoic block of North American Precambrian (Fig. 10A) for the past 1900 m.y. In other words, poles of the same age seem to match fairly well.

2) The polar wandering path appears to outline another great loop with a northern cross-over point in the central United States (Fig. 10B).

3) The older rocks, such as the Sudbury, Otish and Spanish River intrusions which have poles at the cross-over, exhibit only normal polarity; whereas units magnetized 1850 m.y. ago or later, exhibit mixed polarity. This may prove to be of some importance in correlation.

Summary Comments

Figure 11 brings together many of the North American Riphean poles, particularly the better documented ones from the Canadian Shield. There are two periods for which the polar wandering path is not well defined. As previously mentioned, there may be a complex minor loop between 1000 m.y. and 700 m.y. (McWilliams, 1974). In addition, the southern extension of the Grenville Loop is also in doubt. The most southerly pole shown on Figure 11 is the east component from the Mealy Mountain Complex (Fabrig et al., 1974). Unfortunately, this complex lies within the Grenville Orogen, an area that may have undergone movement relative to the remainder of the North American Riphean since this component was developed. For this reason the polar wandering curve of Figure 11 may not apply to rocks of the Grenville Orogen. Fig. 12 presents a simplified summary of polar wandering and polarity for most of the Precambrian of North America during the Riphean.

The pole positions of the Riphean units give us the paleolatitudes of these units at the time of their formation, or at the time of their remagnetization. The correlation of paleoclimates, (as indicated by certain features of sedimentary strata) with paleolatitudes, (as indicated by pole positions) will not be discussed in detail. There is, however, a reasonably good correlation between evidence of climate and of paleolatitude.

The polar wandering curve may also record in a general way the movement of the North American continent about the globe. It is tempting to relate the shape of the curve to large-scale tectonic

events. The Hudsonian and Grenvillian Orogenies, for example, might be correlated with sudden directional changes indicated by the terminations of the Sudbury and Logan Loops (Robertson and Fahrig, 1971). However, considering the complexity of these curves and our lack of knowledge concerning plate tectonics during the Precambrian, such correlations are probably naive and premature at the present time.

REFERENCES

- A n n e l s R.N., 1974. Keweenaw volcanic rocks of Michipicoten Island, Lake Superior, Ontario. An eruptive centre of Proterozoic age. - Geol. Surv. Can., Bull. 218, 141 p.
- B a r a g a r W.R.A., W a n l e s s R.K., L o v e r i d g e W.D., 1972. Rubidium-strontium isochron age studies, Report 1. - Geol. Surv. Can., Paper 72-23, p. 21-24.
- B e c k M.E., 1970. Paleomagnetism of Keweenaw intrusive rocks, Minnesota. - Jour. Geophys. Research, v. 75, N 26, p. 4985-4997.
- B o o k s K.G., 1972. Paleomagnetism of some Lake Superior Keweenaw rocks. - U.S. Geol. Survey Prof. Paper 760, 42 p.
- C h r i s t i e K.W., D a v i d s o n A., F a h r i g W.F., 1975. The paleomagnetism of Kaminak dykes - no evidence of significant Hudsonian plate motion. - Can. J. Earth Sci., p.
- C o l l i n s o n D.W., R u n c o r n S.K., 1960. Polar wandering and continental drift: evidence of paleomagnetic observations in United States. - Geol. Soc. Amer. Bull. 71, p. 915-958.
- D u b o i s P.M., 1962. Paleomagnetism and correlation of Keweenaw rocks. - Geol. Surv. Can., Bull. 71, 75 p.
- E g g l e r D.H., L a r s o n E.E., 1968. Paleomagnetic study of dated Precambrian rocks of the Front Range, Colorado-Wyoming. - J. Roy. Astron. Soc. 14, p. 497-504.
- E l s t o n D.P., G r o m m é C.S., 1974. Precambrian polar wandering from Unkar Group and Nankoweap Formation, Eastern Grand Canyon, Arizona. - Geology of northern Arizona with notes on archeology and paleoclimate, for Geol. Soc. America, Rocky Mountain Section meeting, Flagstaff, Arizona.
- E r m a n o v i c s I., F a h r i g W.F., 1975. The petrochemistry and paleomagnetism of the Molson dikes, Manitoba. - Can. J. Earth Sci., 12, p. 1564-1575.
- E v a n s M.E., B i n g h a m D.K., 1973. Paleomagnetism of the Precambrian Martin Formation, Saskatchewan. - Can. J. Earth Sci., 10, p. 1485-1493.

- Evans M.E., Bingham D.K., McMurry E.W., 1975. New paleomagnetic results from the Upper Belt - Purcell Supergroup. - *Can. J. Earth Sci.*, 12, 52-61.
- Fahrig W.F., Chown E.H., 1973. The paleomagnetism of the Otish Gabbro from north of the Grenville Front, Quebec. *Can. J. Earth Sci.*, 10, p. 1556-1564.
- Fahrig W.F., Jones D.L., 1969. Paleomagnetic evidence for the extent of Mackenzie igneous events. *Can. J. Earth Sci.*, 6, p. 679-688.
- Fahrig W.F., Jones D.L. (in press). The paleomagnetism of the Helikian Mistastin Pluton, Labrador, Canada. *Can. J. Earth Sci.*
- Fahrig W.F., Schwarz E.J., 1973. Additional paleomagnetic data on Baffin diabase dikes and a revised Franklin pole. *Can. J. Earth Sci.*, 10, p. 576-581.
- Fahrig W.F., Wanless R.K., 1963. Age and significance of diabase dyke swarms of the Canadian Shield. *Nature*, 200, p. 934-937.
- Fahrig W.F., Christie K.W., Schwarz E.J., 1974. Paleomagnetism of the Mealy Mountain anorthosite suite and of the Shabogamo Gabbro, Labrador, Canada. *Can. J. Earth Sci.*, 11, p. 18-29.
- Fahrig W.F., Gaucher E.H., Larochelle A., 1965. Paleomagnetism of diabase dykes of the Canadian Shield. *Can. J. Earth Sci.*, 2, p. 278-298.
- Fahrig W.F., Irving E., Jackson G.D., 1971. Paleomagnetism of the Franklin diabases. *Can. J. Earth Sci.*, 8, p. 455-467.
- Fraser J.A., Donaldson J.A., Fahrig W.F., Tremblay L.P., 1970. Symposium on basins and geosynclines of the Canadian Shield. - Ed. by A.J.Baer. *Geol. Surv. Can.*, Paper 70-40, p. 213-238.
- Halls H.C., 1974. A paleomagnetic reversal in the Osler volcanic Group, Northern Lake Superior. - *Can. J. Earth Sci.*, 11, 1200-1207.
- Hanson G.N., 1975. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ spectrum ages in Logan intrusions, a lower Keweenaw flow and mafic dikes in northeastern Minnesota-Northwestern Ontario, p. 821-835.
- Iays W.W., Scharon L., 1966. A paleomagnetic investigation of some of the Precambrian igneous rocks of southeast Missouri. - *J. Geophys. Res.* 71, p. 553-560.

- Irving E., Park J.K., McGlynn, 1972. Paleomagnetism of the Et-Then Group and Mackenzie diabase in the Great Slave area. - *Can. J. Earth Sci.*, 9, p. 744-755.
- Larochelle A., 1966. Paleomagnetism of the Abitibi dyke swarm. - *Can. J. Earth Sci.*, 3, p. 671-683.
- Larochelle A., 1967. The paleomagnetism of the Sudbury diabase dyke swarm. - *Can. J. Earth Sci.*, 4, p. 322-332.
- McGlynn J.C., Hanson G.N., Irving E., Park J.K., 1974. Paleomagnetism and age of Nonacho Group sandstones and associated Sparrow dikes, District of Mackenzie. - *Can. J. Earth Sci.*, 11, p. 30-42.
- McMurry E.W., Reid A.B., Evans M.E., 1973. A paleomagnetic study of the Kahochella Group, N.W.T. - *Canada. Eos. Trans. AGU*, 54, p. 248.
- McWilliams M.O., 1974. Paleomagnetism of Precambrian metamorphic rocks from Magnetawan, Ontario and apparent polar wander of the Grenville Province. - M. Sc. thesis, University of Toronto.
- Murthy G.S., Fahrig W.F., Jones D.L., 1968. The paleomagnetism of the Michikamau anorthositic intrusion, Labrador. - *Can. J. Earth Sci.*, 5, p. 1139-1144.
- Palmer H.C., 1969. The paleomagnetism of the Croker Island Complex, Ontario, Canada. - *Can. J. Earth Sci.*, 6, p. 213-218.
- Palmer H.C., 1970. Paleomagnetism and correlation of some middle Keweenawan rocks, Lake Superior. - *Can. J. Earth Sci.*, 7, p. 1410-1436.
- Palmer H.C., Hayatsu A., 1975. Paleomagnetism and K-Ar dating of some Franklin lavas and diabases, Victoria Island. - *Can. J. Earth Sci.*, 12, 1439-1447.
- Park J.K., 1973. Paleomagnetism of metamorphic rocks of Daly Bay and Melville Peninsula, Churchill structural province. - *Can. J. Earth Sci.*, 10, p. 1079-1088.
- Park J.K., Irving E., Donaldson J.A., 1973. Paleomagnetism of the Precambrian Dubawnt Group. - *Geol. Soc. of America, Bulletin* 84, p. 859-870.
- Robertson W.A., 1969. Magnetization directions in the Muskox intrusion and associated dykes and lavas. - *Geol. Surv. Can., Bull.* 167, 51 p.
- Robertson W.A., 1973. Pole positions from the Mamainse Point lavas and their bearing on a Keweenawan pole path and polarity sequence. - *Can. J. Earth Sci.*, 10, p. 1541-1555.

- R o b e r t s o n W.A., 1973. Pole position from thermally cleaned Sibley Group sediments and its relevance to Proterozoic magnetic stratigraphy. - Can. J. Earth Sci., 10, p. 180-193.
- R o b e r t s o n W.A., F a h r i g W.F., 1971. The great Logan Paleomagnetic Loop - the polar wandering path from the Canadian Shield rocks during the Neohelikian Era. - Can. J. Earth Sci., 8, p. 1356-1372.
- R o b e r t s o n W.A., W a t k i n s o n D.H., 1974. Paleomagnetism of the Spanish River alkalic rock-carbonatite complex, twps. 107 and 108, Ontario. - Can. J. Earth Sci., 11, p. 795-800.
- S o p h e r S.R., 1963. Paleomagnetic study of the Sudbury Irruptive. - Geol. Surv. Can., Bull. 90, 36 p.
- V a n S c h m u s R., 1965. The geochronology of the Blind River-Bruce Mines Area, Ontario, Canada. - J. Geol. 73, p. 755-780.
- V i n c e n z S.A., Y a s k a w a K., 1968. Phenomenon of partial shelf reversal in Keweenawan rocks. - (Pt. 2), Magnetization of upper Keweenawan lavas and sediments and of lower Keweenawan dikes. - Jour. Geophys. Research, 73, p. 2753-2767.

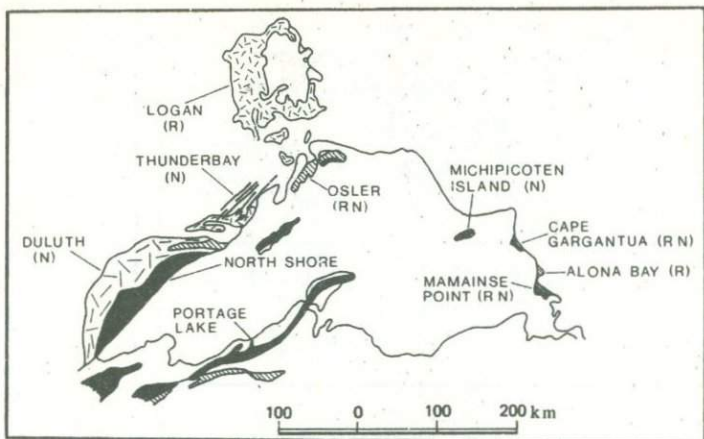


Fig. 1. Major igneous Keweenaw (Upper Riphean) 1150-1000 m.y. units around the perimeter of Lake Superior. Solid black indicates volcanic units of normal polarity, cross-hatched, of reversed polarity. R and N in brackets indicates reversed or normal polarity respectively

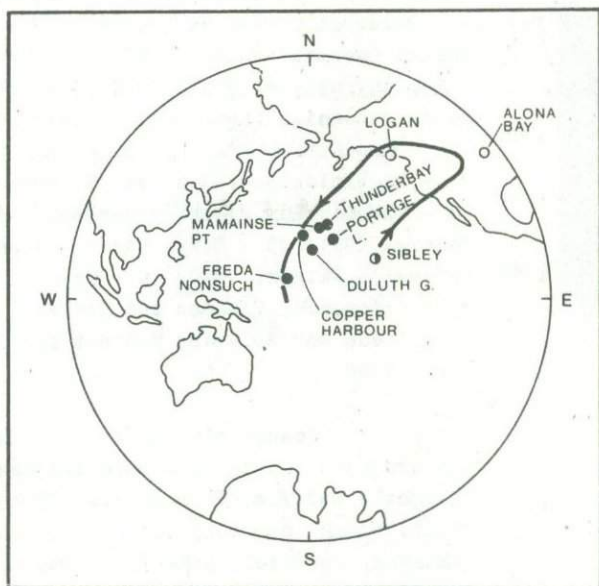


Fig. 2. Keweenaw pole positions and polar wandering curve from Dubois, 1962. Open circles indicate reversed polarity; solid circles, normal polarity; half solid, indicate mixed polarity. This convention is used on all succeeding figures

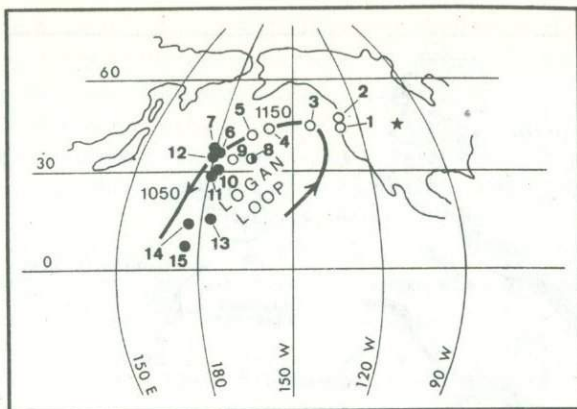


Fig. 3. Poles for the western limb of the Upper Riphean (Keweenaw) Logan Loop. 1-Alona Bay, Palmer, 1970; 2 - Mamainse (reversed), Robertson, 1973; 3 - Logan Sills, Robertson, Fahrig, 1971; 4 - North Shore Volcanics (reversed), Palmer, 1970; 5 - Osler (reversed), Halls, 1974; 6 - Osler (normal), Halls, 1974; 7 - Gargantua (normal), Palmer, 1970; 8 - Keweenaw Intrusives, Beck, 1970; 9 - North Shore Volcanics (reversed), Palmer, 1970; 10 - Mamainse (normal), Robertson, 1973; 11 - Michipicoten Volcanics, Palmer, 1970; 12 - Thunder Bay dykes, Robertson and Fahrig, 1971; 13 - North Shore Volcanics (normal), Palmer, 1970; 14 - Copper Harbour Volcanics, Vincenz and Yaskawa, 1968; 15 - Freda and Nonsuch, Vincenz and Yaskawa, 1968

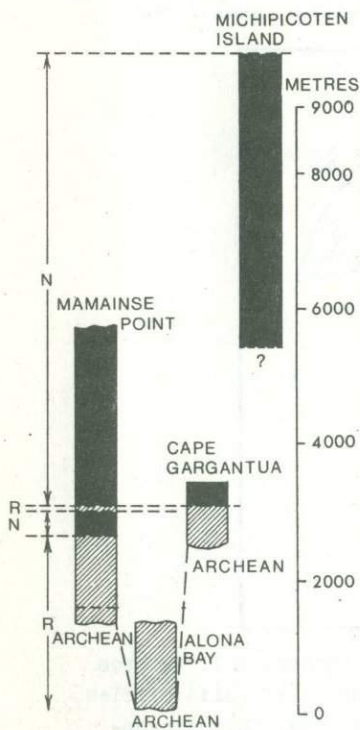


Fig. 4. Volcanic stratigraphy in the eastern part of the Lake Superior Basin (slightly modified from Annels, 1974). Solid black, normally polarized; cross-hatched, reversely polarized. The thin normal and reversed sequences in the Mamainse Point section are probably due to repetition by faulting

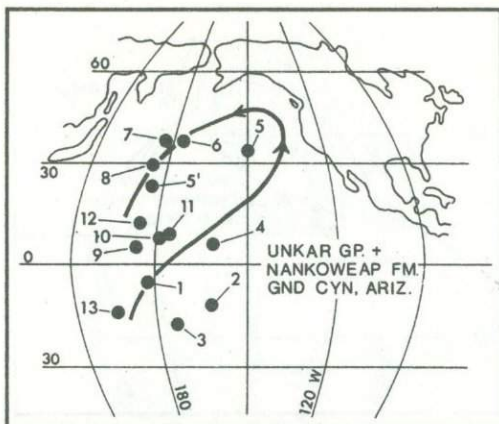


Fig. 5. Paleomagnetic pole positions from the Unkar Group and Nankoweap Formation of the Grand Canyon (Elston and Grommé, 1974). 1 - Bass Ls. (lower); 2 - Bass Ls. (middle, upper); 3 - Hakatai shale (lower, middle); 4 - Hakatai shale (middle, upper); 5 - Shinumo quartzite; 5' - Dox sandstone (upper lower); 6 - Dox (lower, middle); 7 - Dox (middle); 8 - Dox (upper, middle); 9 - Dox (upper); 10+11 - Cardenas lavas; 12 - Nankoweap Formation; 13 - Nankoweap (upper)

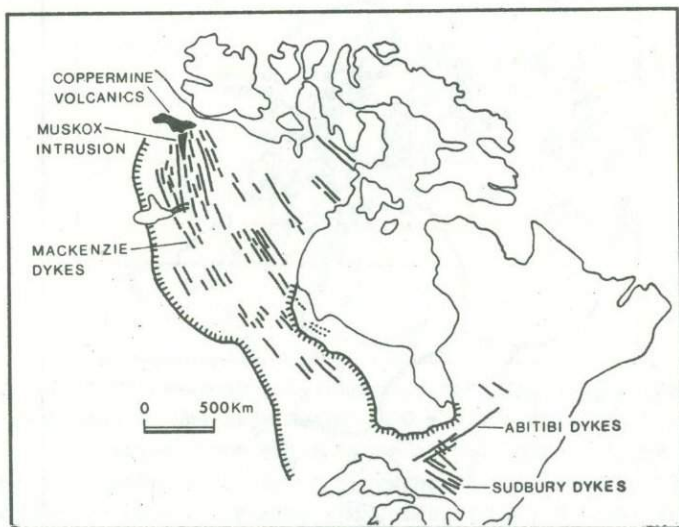


Fig. 6. The regional distribution of Mackenzie igneous rocks which include the Coppermine volcanics, Muskox complex, Mackenzie dykes and Sudbury dykes (Fahrig, Jones, 1969) and the distribution of the younger Abitibi dykes

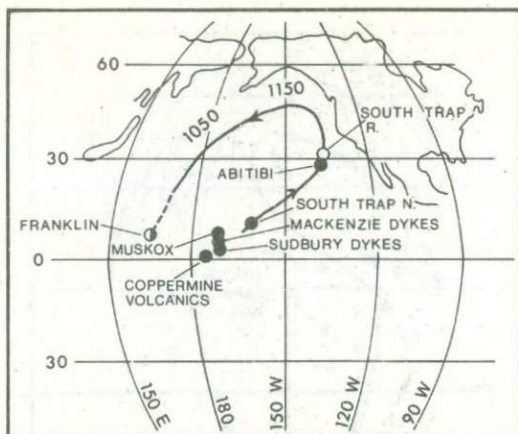


Fig. 7. Poles from the east limb of the Logan Loop: Coppermine volcanics (Robertson, 1969); Sudbury dykes (Laroche, 1967); Mackenzie dykes (Fahrig and Jones, 1969); Muskox complex (Robertson, 1969); South Trap (normal) (Books, 1968); South Trap (reversed) (Books, 1972). Franklin anchor for the west limb of the Logan Loop (Fahrig and Schwarz, 1973)

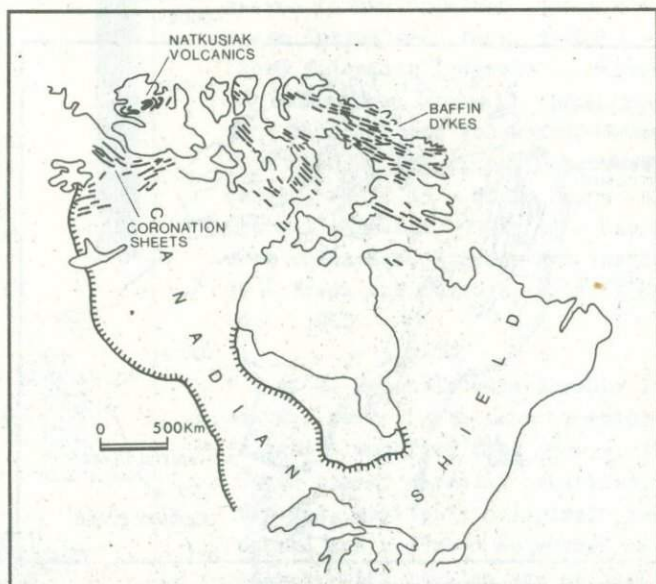


Fig. 8. The regional distribution of Franklin igneous rocks. Pole for these rocks is shown on Fig. 7

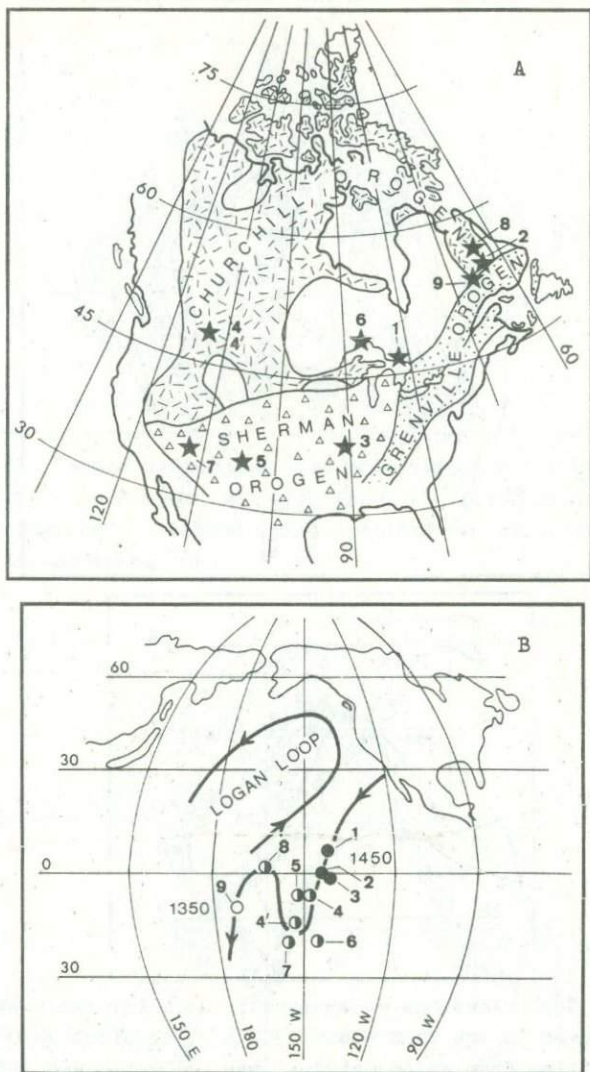


Fig. 9. North American paleomagnetic data for rocks whose magnetization ranges in age from about 1500 m.y. to about 1350 m.y. 9A shows the localities from which material was collected and 9B the corresponding pole positions. 1 - Croker Island (Palmer, 1969); 2 - Michikamau (Murthy, Fahrig and Jones, 1968); 3 - St. Francois (Hays and Sharon, 1966); 4 and 4ⁱ - Lower and Upper Belt (Evans, Bingham and McMurry, 1975); 5 - Sherman granite (Egglar and Larson, 1968); 6 - Sibley (Robertson, 1973); 7 - Arizona and Utah (Collinson and Runcorn, 1964); 8 - Mistastin (Fahrig and Jones, in press); 9 - Shabogamo (Fahrig, Christie and Schwarz, 1974)

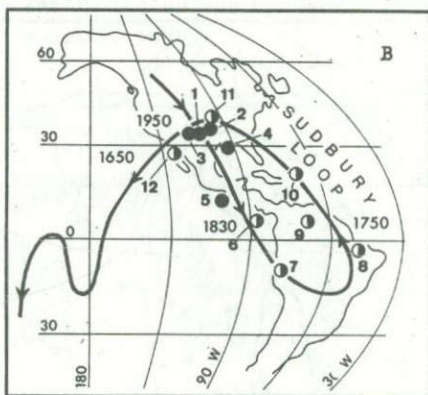
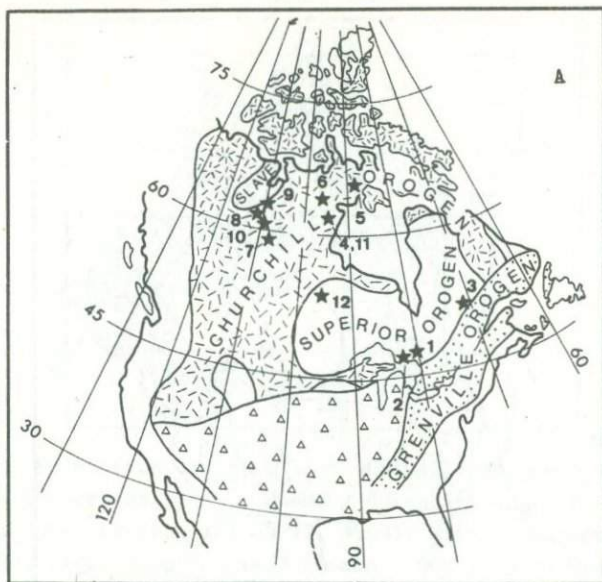


Fig. 10. North American paleomagnetic data for rocks whose magnetization ranges in age from about 1900 m.y. to about 1650 m.y. 10A shows localities from which material was collected and 10B the corresponding pole positions. 1 - Sudbury (Sopher, 1963; Christie, Fahrig and Davidson, 1975); 2 - Spanish River (Robertson and Watkinson, 1974); 3 - Otish (Fahrig and Chown, 1973); 4 - Kaminak metamorphosed diabase (Christie, Davidson and Fahrig, 1975); 5 - Daly Bay - Melville (Park, 1973); 7 - Dubawnt (Park, Irving and Donaldson, 1973); 8 - Et Then (Irving, Park and McGlynn, 1972); 9 - Kahochella (McMurry, Reid and Evans, 1973); 10 - Sparrow (McGlynn, Hanson, Irving and Park, 1974); 11 - Kaminak lamprophyre (Christie, Davidson and Fahrig, 1975); 12 - Molson (Ermanovics and Fahrig, 1975).

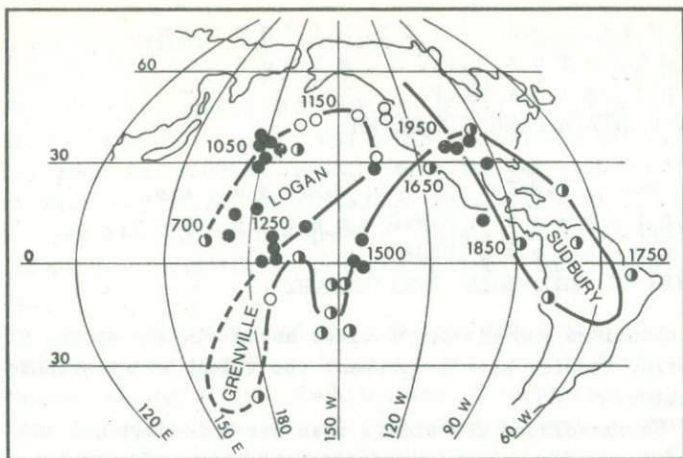


Fig. 11. The better documented pole positions and the polar wandering curve for the Riphean of North America. Poles are identified in preceding figures and dashed lines indicate uncertainty regarding the polar wandering path

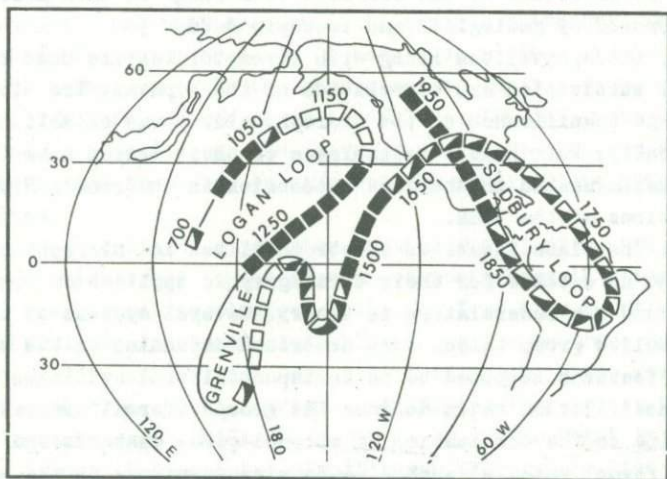


Fig. 12. Generalized North American Riphean polar wandering, emphasizing periods of normal, reversed, and mixed polarity

Вл.А.Кошар, И.Н.Крылов, М.Е.Раабен,
М.А.Семихатов, С.Н.Серебряков,
З.А.Журавлева (СССР)
ФИТОЛИТЫ В СТРАТИГРАФИИ ДОКЕМБРИЯ

Vl.A.Koshar, I.N.Krylov, M.E.Raaben,
M.A.Semikhator, S.N.Serebryakov,
Z.A.Zhuravleva (USSR)
PHYTOLITES IN PRECAMBRIAN STRATIGRAPHY

1. Stromatolites and microphytolites among all the groups of Precambrian fossils have at present the widest stratigraphic application.

2. Stromatolites are widely used for interregional and intercontinental correlation, for detalization of regional stratigraphic scales and serve as the main basis of the general time-stratigraphic subdivision of the Riphean. Their stratigraphic significance is proved by: a) homotaxy of their assemblages (empirically established stable assemblages of definite taxons) found out in all my sections of the Riphean in North Eurasia and later on in some sections of other continents; b) existence of the definite time range of each assemblage proved by geological and isotopic data.

3. Microphytolites along with stromatolites are used for general subdivision and correlation of the Riphean. The stratigraphic significance of the microphytolites was established empirically. Four stable assemblages of their taxons have been distinguished in the same succession in the remote Riphean sections of the USSR.

4. The classifications of stromatolites and microphytolites used as a basis for their stratigraphic application are formal and the nomenclature is binary. Several systems of the stromatolite group taxons were described depending on the sets of the features supposed to be indispensable and sufficient. The classification which defines the groups (formal genera) according to the combination of morphological features and forms (formal species) according to microstructure is the most widely used.

5. The intrabiohermal variability of stromatolites, usually caused by environment, is manifested in the appearance of

the morphological modifications which are connected by a series of transitions and united by common microstructure. Such relationships create difficulties in the definition of the relative taxonomic rank of the morphological and microstructural features. The studies are following the way either of distinguishing of several morphological groups in a single bioherm, or specification of the group diagnosis, or establishing the independent classification based entirely on the microstructure.

6. The existence of the intrabiohermal morphological variability does not deny the stratigraphic significance of the Riphean stromatolites. Combinations of morphological varieties in the bioherms of definite stromatolites (bioherm series) and the sets of morphological modifications united by the same microstructure have been proved to be numerically limited and time-dependent. It strongly suggests, that the morphological variability of the Riphean stromatolites was limited probably by the taxonomic composition of stromatolite-building communities. The analysis of the microstructure of the Riphean stromatolites supports this conclusion.

7. Changeability of the microphytolites under the environmental and post sedimentation processes pressure is not yet sufficiently studied. It have been established that the environment controls the abundance and the relative role of certain forms in the given assemblage. The influence of secondary processes on the features which are supposed to be the diagnostic ones, embarrasses the study of the microphytolites.

8. Four main successive assemblages of stromatolites have been established in the Riphean of North Eurasia. These constitute the paleontological basis for four time-stratigraphic subdivisions (phytems). Assemblages similar in group and sometimes form composition were described in the upper Precambrian of Australia, North America, and Africa. They retain the same succession and similar time ranges as in the North Eurasian sections. It proves the significance of stromatolites for the intercontinental correlation of the Riphean.

9. The presence of several transit groups in the successive stromatolite assemblages and the existence of rare representatives of new groups among the predominant old ones do not allow to base the stratigraphic boundaries on the first appearance of the group. The use of stromatolites seems to give the most reliable stratigraphic results when the changes of the

assemblages are taken into account. Some students suppose that the correlation with the stratotype by means of microstructure of stromatolites is the best tool for the age definition of rock sequences.

10. Four main assemblages of the Riphean stromatolites are subdivided in some regions into subordinate associations, used for subdivision the phytoms into subordinate units.

11. In the most completely studied regions stromatolites serve as a basis for establishing more precise subdivisions (beds), useful for intrabasinal correlation. To avoid the influence of the local environment on the distribution of stromatolites such subdivisions should be based on the data obtained in several sections of the given region.

12. In the last few years attempts were made to use microphytolites for the establishing more minute subdivisions of the Riphean deposits.

13. The forthcoming task in the biostratigraphic aspect of the stromatoliteology and microphytology is supposed to be the precise subdivision of all the reference sections of the Riphean. The integration of the detailed regional biostratigraphic scales seems to be the only way to create the detailed general time-stratigraphic scale of the Riphean and to propose better grounds for the definitions of its main units.

Последние 12-15 лет были временем бурного роста знаний в области палеонтологии докембрия, временем внедрения - в Советском Союзе, а затем и за его пределами - палеонтологического метода в стратиграфию протерозоя и вместе с тем временем существенного пересмотра взглядов на стратиграфическое значение различных групп ископаемых криптозооя. Важнейшие вехи на этом пути следующие: доказательство стратиграфического значения рифейских строматолитов и микрофитолитов; выявление на разных континентах специфической эдиакарской ассоциации бесскелетной фауны, предвещающей скелетную фауну кембрия; решительное отграничение докембрийских субсферических микрофоссилий (акритарх) от спор и пыльцы высших растений; открытие богатых водорослевых биот протерозоя.

Четыре названные группы ископаемых - отпечатки бесскелетных животных, акритархи, водоросли и фитолиты (строматолиты и микрофитолиты) - по существу исчерпывают собой список докембрийских органических остатков. Ниже мы кратко остановимся на стратиграфическом значении первых трех групп и на этом фоне подробно осветим

современные данные об использовании фитолитов для расчленения и корреляции разрезов докембрия.

Докембрийские *Metazoa* вызывают совершенно особый интерес. Он определяется как опытом построения стратиграфической шкалы фанерозоя — палеозоологической в своей основе, так и фундаментальностью биологического значения самого факта появления и широкого расселения докембрийских представителей животного царства. Еще 6–8 лет назад господствовало мнение, что первые животные появились в начале венда или эквивалентных ему подразделений, в слоях с возрастом 650–680 млн. лет (Соколов, 1964, 1965, 1968; Cloud, 1968 и др.). Теперь мы хорошо знаем, что это событие отстоит от нас по крайней мере на 1000–900 млн. лет (Соколов, 1972₁). Возможно, оно относится к среднему рифею: об этом свидетельствуют находки структур, очень сходных с норками роющих животных в авзянской свите Урала, "*Sabellidites ex gr. cambriensis*" (= *Paleolina*) — в деревнинской свите Туруханского района, следов ползания и копролитов (?) — в надсерии Белт США, а также *Vermiculites*, которые, видимо, представляют собой копролиты илоядных животных (Журавлева, 1964; Королюк, 1966). Из всех этих остатков, пожалуй, только копролиты, входящие в единые комплексы с онколитами, могут представить какой-то интерес для стратиграфии.

Гораздо более важна в этом отношении эдиакарская фауна. В ее составе описано около 40 родов и 50–55 видов; действительное систематическое разнообразие этой фауны, вероятно, значительно больше. Представители этой фауны ныне известны из 14 районов Австралии, Юго-Западной Африки, Северной Евразии и Северной Америки (Glaessner, 1971; Соколов, 1972_{1,2}; Келлер, Меннер и др., 1974). Вопрос о том, сколь точно пределы вертикального распространения этой фауны отвечают венду, недавно специально разбирался в литературе (Розанов и др., 1969; Келлер, Аксенов и др., 1974; Семихатов, 1974). Не касаясь вновь этого вопроса, отметим, что эдиакарские ископаемые, при всей исключительности своего биологического значения, могут быть использованы при выделении и корреляции лишь высоких горизонтов докембрия. В нижележащей колонне докембрийских отложений в биостратиграфическом отношении основной интерес представляют остатки и продукты жизнедеятельности растений.

Одной из наиболее широко распространенных групп растительных остатков докембрия являются акритархи. Хотя наиболее обильные их комплексы тяготеют к песчано-алевритистым сероцветным толщам верхов докембрия, они известны по существу по всему разрезу протеро-

зоя в достаточно широком наборе фациальных типов пород. Именно поэтому надежды биостратиграфов докембрия долгое время были связаны с этими микрофоссилиями. Однако на пути их стратиграфического использования встретились серьезные затруднения, обусловленные прежде всего скудостью диагностических признаков докембрийских акритарх. Они представлены субсферическими формами, различающимися главным образом характером поверхности оболочки. Среди исследователей нет единодушия в оценке значения этого признака; некоторые авторы полагают, что многие особенности скульптуры оболочек докембрийских акритарх возникли в результате диагностических и эпигенетических процессов (Волкова, 1968). Различная оценка таксономического значения наблюдаемых различий привела к возникновению нескольких схем классификации акритарх, что крайне затрудняло сопоставление данных, полученных разными исследователями. В настоящее время, главным образом благодаря работе коллоквиумов по акритархам (Ленинград, 1971-1974 гг.; Новосибирск, 1975 г.), специалисты добились большего взаимопонимания. И все же пока докембрийские акритархи находят применение только в обосновании местных и региональных схем расчленения наиболее высоких горизонтов докембрия (венд и в особенности верхний венд), обеспечивая здесь выделение относительно дробных единиц. Но мы еще очень далеки от того, чтобы перейти к использованию акритарх в общей стратиграфии докембрия.

Среди растительных микрофоссилий докембрия широко распространены также нитчатые и сферические водоросли, сохраняющие детали своего клеточного строения благодаря особенности фоссилизации — захоронению в первично-осадочных или очень раннедиагенетических кремнях в строматолитовых породах (Schopf, 1970, 1975, и др.). Эти микрофоссилии, достоверно известные по разрезу афэбия и рифея, начиная со слоев с возрастом около 2250 млн. лет (трансваальские доломиты) долгое время вызвали интерес только в палеобиологическом плане. Первый опыт анализа их морфологической эволюции (Шопф, 1975) показал, что существует определенная взаимосвязь размеров микрофоссилий и их геологического возраста. Используя эти данные, Шопф намечает в докембрии два рубежа; они датированы около 1400 и 1000-950 млн. лет. На них намечаются и некоторые качественные изменения систематического состава микрофоссилий.

Необходимо подчеркнуть, что эти выводы приходится считать предварительными, так как они основаны не на анализе нескольких или хотя бы одного отдельно взятого единого опорного разреза, а на сум-

мировании данных по 25 местонахождениям древних микробиот, разбросанным по разным материкам и датированным с различной степенью достоверности. Тем не менее они очень интересны, и даже, может быть, не столько с собственно стратиграфической точки зрения, сколько потому, что намечают возможность биологического объяснения эмпирически установленных закономерностей смены комплексов фитолитов.

Обращаясь к рассмотрению фитолитов, необходимо подчеркнуть, что здесь мы приступаем к анализу стратиграфического значения сложных биогенно-седиментационных структур, которые являются результатом взаимодействия процессов биогенного формирования карбоната и (или) улавливания осадка в результате жизнедеятельности низких водорослей (главным образом синезеленых) и седиментогенезиса. На этом основании иногда высказываются сомнения в правомерности считать изучение строматолитов палеонтологическим исследованием, а применение их в стратиграфии — бистратиграфией. Однако парапалеонтология — наука, изучающая следы жизнедеятельности организмов, — всегда считалась одним из полноправных разделов палеонтологии и, следовательно, безусловно биологической дисциплиной. Во всяком случае, при проведении симпозиумов и коллоквиумов по палеонтологии докембрия (Москва, 1964 г.; Уфа, 1967 г.; Новосибирск, 1965, 1971, 1975 гг.) ни у кого не возникало сомнений в необходимости включения в их программу строматолитовой и микрофитолитовой тематики.

Генетические особенности строматолитов и микрофитолитов, а также установленная медленная и внешне неброская морфологическая эволюция строящих их организмов заставляли некоторых исследователей *à priori* отрицать перспективность изучения фитолитов в стратиграфическом аспекте. Однако эмпирический подход к этому вопросу позволил решить его по-другому.

Классификация строматолитов и микрофитолитов, служащая основой стратиграфических построений, является формальной, а номенклатура — бинарной, предусматривающей латинские названия для групп (формальных родов) и форм (формальных видов).

Для строматолитов было предложено несколько систем групповых таксонов в зависимости от того набора признаков, который принимается как необходимый и достаточный. Так, В.П. Маслов (1960 и др.) выделял группы строматолитов преимущественно по форме строматолитовых слоев ("роды" *Collenia*, *Conophyton*, *Conocollenia* и др.). И.К. Корольк (1960) такими признаками считала характер бокового ограничения и форму строматолитов слоев и в соответствии с этим выделила такие группы, как *Planocollina*, *Paniscollenia*, *Boxonia* и др. И.Н. Крылов (1962, 1963) предложил выделять группы стромато-

литов по комплексу трех признаков - общей формы постройки, характера их бокового ограничения и типа ветвистости. Формы (формальные виды) В.П.Маслов (1960) выделял преимущественно по микроструктуре, И.К.Королюк (1960) - по более мелким отличиям характера напластования и по микроструктуре. Таким образом, В.П.Маслов и И.К.Королюк предлагали "гибридный" подход - выделение групп по морфологии, а форм - по микроструктуре. И.Н.Крылов (1962) предлагал выделять формы по отличиям в морфологии столбиков.

М.А.Семихатов (1962) поддержал "гибридный" подход В.П.Маслова и И.К.Королюк, совместив выделение групп (вслед за И.Н.Крыловым) по тому же комплексу трех морфологических признаков с выделением форм по строению и текстуре слоев (микроструктуре). Сейчас этот подход принимается большинством авторов. Вместе с тем отдельными исследователями при выделении групп используется также микроструктура (Комар, 1966), а при выделении форм - морфологические признаки (Крылов И.Н., 1963, 1967). Именно комбинация морфологических и микроструктурных признаков обосновывает формальные таксоны, наиболее широко применяемые в стратиграфической практике.

Среди ископаемых строматолитов наиболее изучены рифейские строматолиты СССР. Их стратиграфическое значение было доказано на основе: а) параллелизма в смене их комплексов в удаленных разрезах Евразии; б) приуроченности одноименных комплексов к интервалам, одновозрастность которых подтверждается радиологическими и историко-геологическими данными; в) известной автономии этих комплексов по отношению к фациям (Келлер и др., 1960; Королюк и др., 1962; Крылов, 1963; Семихатов, 1962; Комар и др., 1964, и др.).

Подтверждением этих выводов, сформулированных на материалах Северной Евразии, явились результаты применения к рифейским строматолитам других частей света советской методики изучения. Было показано, что значительное количество групп (формальных родов) и ряд форм (формальных видов) строматолитов, описанных в СССР, распространены далеко за его пределами, в том числе и на других континентах, где группируются в комплексы, по составу в той или иной мере сходные с развитыми в одновозрастных отложениях Северной Евразии (Голованов, Раабен, 1967; Раабен, Забродин, 1969; Glaessner et al., 1969; Cloud, Semikhatov, 1969; Valdiya, 1969; Bertrand-Sarfati, 1969, 1972; Bertrand-Sarfati, Raaben, 1971; Walter, 1972; Preiss, 1972, 1973, 1974; М.А.Семихатов, 1974; И.С.Крылов, 1975).

В рифее Северной Евразии ныне установлено четыре главных последовательных комплекса строматолитов, составляющих палеонтологическое обоснование четырех крупных хроностратиграфических единиц - нижнего, среднего, верхнего и терминального рифея. Границы их смены обычно датируются как 1350 (1400) \pm 50, 950 (1000) \pm 50 и 680 \pm 20 млн. лет.

Необходимо подчеркнуть, что развитие исследований не только сильно расширило списочный состав каждого из таких комплексов, но и показало значительную преемственность их группового состава. Поэтому в последнее время особенно возросла роль данных о видовом составе строматолитов. В связи с этим понятие "возрастной комплекс строматолитов" ныне определяется как устойчивое, эмпирически установленное сочетание определенных групп, представленных определенными формами.

Это не означает, что отпала возможность делать какие-либо заключения о возрасте на основании собственно групповых комплексов строматолитов. Однако наиболее уверенные выводы получаются при использовании комплексов в только что приведенном понимании. Роль формальных видов особенно велика при выделении возрастных ассоциаций, которые используются при детализации стратиграфии главных подразделений (фитем) рифея. Такая детализация проведена для среднего и верхнего рифея и намечена для терминального рифея (Крылов, 1963; Раабен, 1964, 1967, 1975; Комар, Семихатов, 1965, 1968; Крылов и др., Крылов, Шаповалова, 1970; Семихатов и др., 1967, 1970; Комар и др. 1970; Раабен, Забродин, 1972; Комар, 1973; Шаповалова, 1974, и др.). Основой расчленения среднего рифея служат три последовательные ассоциации групп и форм - светлинская, ципандинская и лахандинская. Последняя из них особенно широко географически распространена и хорошо выделяется в ряде разрезов Сибири, на п-ове Корея, намечается в Южной Австралии. В верхнем рифее отчетливо различаются две основные ассоциации - катавская (или бирьянская) и миньярская. Их последовательность установлена в пределах всей Урало-Тиманской области и в Западной Арктике. Древнейшая из них, катавская ассоциация распространена особенно широко: она открывает собой верхнерифейскую сукцессию строматолитов и в ряде районов Сибири, и в Австралии. Возрастной объем рассматриваемых подразделений измеряется цифрами порядка 100-150 млн. лет.

Однако вопрос о стратиграфических соотношениях средне- и верхнерифейских отложений и строматолитовых комплексов Сибири и Южного Урала пока не решен однозначно (Раабен, 1964; Хоментовский и др., 1972; Комар, 1973).

В наиболее изученных регионах по строматолитам удается выделить еще более дробные единицы (слои), которые имеют важное значение для корреляции внутри одного бассейна (Комар и др., 1973, и др.). Их возрастной объем составляет несколько десятков миллионов лет. Вопрос о межрегиональной выдержанности этих относительно дробных подразделений еще требует дальнейшего изучения. Необходимо подчеркнуть, что слои, как региональные подразделения, могут обоснованно выделяться только по серии разрезов. Таким путем удастся в той или иной мере снивелировать влияние чисто местных фациальных причин на размещение строматолитов и показать, что наблюдаемая в отдельном разрезе последовательность их групп и форм выдерживается по площади. Дело в том, что такая выдержанность является лишь одним из возможных вариантов размещения строматолитов в пространстве (Комар и др., 1973; Семихатов, 1974; Серебряков, 1975). В других случаях формы и группы строматолитов либо распределены в определенном объеме пород беспорядочно по разрезу и по площади, либо оказываются приуроченными к определенным зонам палеобассейна, в результате чего в однообразных толщах различных участков единого региона нет общих таксонов, способных обеспечить корреляцию.

Одной из наиболее важных проблем, стоящих на пути использования ископаемых строматолитов для стратиграфии, является проблема экологической изменчивости их морфологии. Экологический фактор долгое время считался, а многими исследователями считается и сейчас единственным фактором, формирующим морфологию современных строматолитов (Logan, 1961; Logan et al., 1964, 1975; Monty, 1967; Gebel, 1969; Hoffman, 1973, и др.). Под влиянием успехов в стратиграфическом использовании строматолитов в шестидесятых годах в советской литературе утвердилось мнение, что экологические условия мало влияли на морфологию рифейских строматолитов и что если такое влияние и имело место, то оно осуществлялось лишь косвенно, в результате смены ценозов водорослей (Крылов, 1963; Корольков, 1963; Раабен, 1969). Именно этот вывод встречал наибольшую критику со стороны специалистов по современным строматолитам.

Однако в настоящее время, в результате детального изучения строения биогермов (Крылов, 1965, 1967, 1972; Шендиль, 1965; Bertrand-Sarfati, 1970, 1972 и др.) и специальных исследований условий роста строматолитов (Серебряков, 1971, 1975; Серебряков и др., 1972), установлен ряд примеров внутрибиогермной

изменчивости морфологии. Она выражена в проявлении в пределах единых биогермов или биостромов нескольких морфологических модификаций строматолитов, которые связаны взаимопереходами и, как правило, объединены общей микроструктурой. Для совокупности таких модификаций, взятых из одного биогерма или из однотипных биогермов единого плеста и обладающих единой микроструктурой, предложен термин "биогермный ряд" (Крылов, 1972). Предполагается, что это совокупность морфологических модификаций, образованных определенным комплексом строматолитообразующих водорослей в изменяющихся экологических условиях.

Причину внутрибиогермной изменчивости морфологии построек связывают с биологическими особенностями водорослевых колоний, например с их возрастными стадиями (Власов, 1965, 1970; Крылов, 1967), с изменениями сообщества водорослей в разных участках колоний (Раабен, 1969) или с реакцией формирующихся строматолитов на изменения среды (Комар, Семихатов, 1968; Серебряков, 1971, 1975; Серебряков и др., 1972; *Serebryakov, Semikhatov, 1974*; Шаповалова, 1974, и др.). Связь морфологической изменчивости строматолитов с изменениями внешних условий особенно отчетлива в тех случаях, когда биогермы заключены внутри ритмично построенных толщ и в разрезе можно наблюдать параллельно определенную смену морфологических модификаций построек и направленное изменение состава или (и) текстурно-структурных признаков вмещающих пород (Серебряков, 1971, 1975).

Наличие внутрибиогермной морфологической изменчивости порождает определенные трудности в классификации строматолитов. В связи с тем что микроструктура, обычно рассматриваемая как признак формы, оказывается сходной у представителей различных морфологических групп и даже типов строматолитов, некоторые исследователи предлагали дополнить морфологические признаки групп микроструктурными (Комар, 1966), что в результате привело к недооценке морфологии при выделении групп (Комар, Семихатов, 1968; Семихатов и др., 1970). Другие исследователи предложили расширить диагнозы некоторых групп, включив в них ряд морфологических модификаций строматолитов данного биогерма (Раабен, 1969; Раабен, Забродин, 1972; *Walter, 1972*). Однако такая практика не поощряется для формальных классификаций Международным кодексом палеоботанической номенклатуры. Большинство исследователей видят решение проблемы в предложенном И.Н.Крыловым выделении в пределах единого биогерма ряда морфологических групп строматолитов в строгом соот-

ветствии с диагнозами. В литературе идет также процесс уточнения диагнозов отдельных групп. С другой стороны, назрела необходимость в создании самостоятельной классификации строматолитов по микро-структурам.

Существование внутрибиогермной изменчивости строматолитов кажется некоторым исследователям непреодолимым препятствием к их использованию в стратиграфии. Однако это не так: изменчивость морфологии рифейских строматолитов под влиянием экологических условий не безгранична; она осуществляется в известных рамках, определяемых, вероятно, биотическими факторами. Доказательство этого принципиального положения идет двумя тесно связанными путями. С одной стороны, внимание концентрируется на внутреннем строении биогермов, с другой — главные усилия направляются на установление и выяснение характера корреляционных связей между изменениями вмещающих отложений и изменением морфологии заключенных в них строматолитов.

Изучение биогермов привело И.Н. Крылова (1967, 1972) к выводу, что в биогермах определенных строматолитов наборы и сочетания морфологических разновидностей построек вполне закономерны и численно ограничены. Каждый такой набор, или "биогермный ряд", включает одну характерную морфологическую группу, которая составляет центральную, наиболее значительную часть биогерма и в краевых зонах сопровождается несколькими другими, вполне определенными группами. Эти последние могут быть общими у двух или нескольких биогермных рядов, но общий набор морфологических модификаций каждого ряда является специфичным.

Изучение строматолитов, заключенных в седиментационных ритмах небольшой мощности (Серебряков, 1971, 1975), показало, что направленные изменения условий осадконакопления отражаются в определенных изменениях морфологии построек, но обычно не сказываются на их микроструктурах. Устанавливаемые в разновозрастных ритмических толщах наборы морфологических разновидностей строматолитов хотя и включают общие группы, но в целом оказываются специфичными в нижнем, среднем, верхнем и терминальном рифее; они также обладают разными микроструктурами на различных стратиграфических уровнях. К аналогичным выводам (Серебряков и др., 1972; Серебряков, 1975; Serebryakov, Semikhatov, 1974) приводит анализ случаев циклического чередования в разрезе биогермов разных морфологических групп строматолитов, например чередования тесно свя-

занных и переходящих друг в друга конофитонов, якутофитонов и различных ветвистых форм (Вотах, Чайка, 1962; Шаповалова, 1965; Bertrand, 1968, и др.). Во многих случаях изменения формы построек не сопровождаются изменениями их микроструктур. Это позволяет предполагать, что условия среды не оказывали прямого воздействия на характер микроструктур.

Из изложенного следует, что во всех современных построениях по ископаемым строматолитам резко возросло значение микроструктур. Микроструктуры современных строматолитов, как мы теперь знаем, определенным образом связаны с систематическим составом создающих их водорослей (Monty, 1967; Hoffman et al., 1969; Gebelin, 1968, 1974; Logan et al., 1974). Ясно, что в рифейских строматолитах, прошедших сложный путь диагенетических и эпигенетических преобразований, очень трудно найти первичные в подлинном смысле этого слова карбонатные микроструктуры. Однако многочисленные примеры нахождения идентичных микроструктур строматолитов в разновозрастных толщах различных районов в породах, находящихся на разных стадиях вторичных преобразований и иногда обладающих разным составом, убеждают в том, что постседиментационные процессы не могли кардинальным образом изменить или, тем более, преобразовать первичные структуры. В особенности это справедливо для относительно более тонкозернистых (так называемых темных) слоев строматолитов, которые и включают элементы структуры, важные для диагностики формальных видов. Относительное обогащение таких слоев остаточным органическим (?) и (или) глинистым веществом, затрудняющим процессы перекристаллизации, объясняет это.

Заканчивая рассмотрение стратиграфической роли строматолитов, надо сказать несколько слов об афебийских их представителях. Несмотря на то что они изучены гораздо хуже рифейских, среди них в литературе указываются группы, очень близкие, а по мнению ряда геологов тождественные развитым в рифее (особенно в среднем и верхнем) (Hofmann, 1969; Hoffman, 1973; Walter, 1972; Donaldson, 1976; Прайс, Уолтер, 1975, и др.).

Нужно, однако, со всей определенностью подчеркнуть, что эти выводы основаны не на изучении афебийских строматолитов путем "графического препарирования" и описания шлифов, а главным образом на полевых наблюдениях и фотографиях. Попытка применить всю необходимую методику определений к афебийским строматолитам Канады недавно предпринята М.А.Семихатовым. Эта попытка позволила показать специфику ряда строматолитов по отдельным, выборочно взя-

тым признакам, действительно очень близких или идентичных средне- или верхнерифейским. Ясно, что для получения окончательных выводов должно быть продолжено всестороннее исследование афебийских строматолитов. Тем не менее уже сейчас можно указать ряд таксонов строматолитов, которые известны пока только в афебии и установлены в весьма удаленных разрезах одного региона или даже на разных континентах. Такова *Gruneria*, которая известна в Северной Америке, Австралии и Южной Африке и по крайней мере на двух из этих континентов представленная одним и тем же формальным видом (Cloud, Semikhatov, 1969; Walter, 1972).

Такова *Pilbaria perplexa* Walt., которая известна в Австралии (Walter, 1972), Южной Африке (Ж.Бертран-Сарфати) и Канаде (М.А.Семихатов). Таковы очень характерные столбчато-пластовые строматолиты, описанные одним из авторов данной статьи в трех разобсужденных районах Канадского щита (провинция Слейв, Лабрадорский трог, о-ва Белчер) и в Карелии, и некоторые другие группы, описания которых еще не опубликованы.

Таким образом, рассматривая общую картину распределения протерозойских строматолитов, мы видим наличие определенной необратимой направленности в смене их комплексов. Вероятно, эта смена, как и предполагал В.А.Маслов (1953), отражает эволюцию ценозов водорослей-строматолитообразователей и условий осадконакопления на Земле.

Широкое использование строматолитов в стратиграфических целях породило несколько разных подходов к этому вопросу. Участники III коллоквиума по строматолитам (Новосибирск, 21-26 апреля 1975 г.) отметили, что при одном подходе строматолиты используются главным образом лишь как инструмент корреляции, тогда как при другом они служат одним из главных критериев расчленения и корреляции. Границы выделяемых стратиграфических подразделений определяются либо по смене строматолитовых комплексов, либо, согласно другой точке зрения, по появлению новых таксонов строматолитов. Положение границ в конкретных разрезах во всех случаях, естественно, контролируется радиологическими датами и историко-геологическими данными, но значение этих данных для расчленения и корреляции особенно подчеркивается сторонниками последней точки зрения.

Момент первого появления какого-либо таксона является ненадежным биостратиграфическим критерием, что хорошо известно по опыту расчленения фанерозоя. Для строматолитов эта ненадежность еще более усугубляется значительной преемственностью группово-

го состава последовательных комплексов и случаями раннего появления отдельных представителей новых групповых сообществ в недрах старых (например, появление *Minjaria* среди ципандинской ассоциации в Учуре-Майском районе). Гораздо более убедительные стратиграфические выводы по строматолитам, как и по любой другой группе органических остатков, получаются на основании изучения смены их комплексов. Именно так большинство специалистов по строматолитам обосновывает, к примеру, границу среднего и верхнего рифея Сибири (Крылов и др., 1968; Комар и др., 1970, 1973; Семихатов, 1974; Шаповалова, 1974; Дольник, Воронцова, 1974; Серебряков, 1975; Раабен, 1975, и др.). Использование других подходов к определению этого рубежа (Комар, 1973; Хоментовский и др., 1972, 1975) объясняет существующие различия взглядов на его положение в сибирских разрезах.

Перейдем к рассмотрению микрофитолитов. Эти образования распространены очень широко по разрезу докембрия и фанерозоя, но стратиграфическое значение они имеют пока только для верхнего докембрия и нижнего кембрия. Главными диагностическими признаками микрофитолитов, определяющими положение их таксонов в применяемой формальной классификации, являются формы и размеры желвака или ступка, особенности его внутреннего строения и размерность элементов микроструктуры, а в некоторых случаях - текстурные особенности микрофитолитовой породы.

Стратиграфическое значение микрофитолитов, как и строматолитов, было выявлено эмпирически: в серии удаленных разрезов верхнего докембрия Сибири и Урала были установлены четыре их комплекса, сменяющие один другой во времени (Журавлева, Комар, 1962; Журавлева, 1964, 1968; Нарожных, 1967; Мильштейн, 1965, 1970; Забродин, 1968; Клинтгер, 1968; Ревенко, 1969, и др.). Нужно подчеркнуть, что микрофитолиты дали первое палеонтологическое обоснование выделения четвертого подразделения верхнего докембрия и лишь позднее была выявлена специфика его строматолитов. В конце 60-х годов были сделаны первые шаги в использовании микрофитолитов для выделения подразделений, подчиненных четырем фитемам рифея и прослеживающихся в региональном или межрегиональном масштабе. В.Е.Забродин (1968), В.Е.Мильштейн (1970), Л.И.Нарожных (1973), Г.А.Воронцова (1974), М.С.Якшин (1975), В.В.Хоментовский и др. (1972) выступили с детализацией расчленения нижнего, среднего и верхнего рифея различных регионов по микрофитолитам, а З.А.Журавлева (Журавлева и др., 1969) предложила трехчленное деление терминального рифея (юдомия) по особенностям распределения онколитов и катаграфий.

Гигантский фактический материал, изученный специалистами по микрофитолитам в последнее время, не оставляет сомнения в справедливости двух принципиальных положений. Во-первых, выделенные З.А.Журавлевой четыре рифейских комплекса микрофитолитов являются естественными устойчивыми ассоциациями таксонов, сохраняющими ядро своего систематического состава на значительной территории. Во-вторых, в каждом данном разрезе рифея происходит однонаправленная смена этих комплексов; обратная последовательность комплексов в литературе не описана и, насколько нам известно, нигде не наблюдается.

В интерпретации этих данных, как известно, нет единства. Одна из крайних точек зрения сводится к тому, что однотипная смена микрофитолитовых комплексов в удаленных разрезах безусловно доказывает их стратиграфическое значение и что каждый такой комплекс повсеместно приурочен к определенным возрастным рамкам. При этом несовпадения возрастных определений по онколитам с датировками, полученными другими методами, объясняются несовершенством этих методов (в первую очередь радиогеохронологических) и (или) ошибками в геологической интерпретации разрезов. С противоположной точки зрения, подобные несоответствия возрастных определений говорят о невозможности использования микрофитолитов для стратиграфии.

Большинство авторов предлагаемого доклада считают, что неверны категорические утверждения обеих крайних точек зрения. Несомненно, что часть тех несоответствий, о которых идет речь, объясняется ошибками в интерпретации возраста тех или иных свит. Достаточно показательный пример в этом отношении представляет карагасская серия Присаянья. Вывод о дождомском ее возрасте, впервые сделанный на основании изучения микрофитолитов, в свое время вызвал бурные возражения ряда геологов. Но теперь этот вывод подтверждается составом строматолитов, а также радиогеохронологическими данными (Воронцова, 1974) и вряд ли может серьезно оспариваться.

Вместе с тем в некоторых других случаях обнаруживаются расхождения в возрастных показаниях микрофитолитов, с одной стороны, и строматолитов и радиоизотопных данных - с другой (например, для игниканской свиты лахандинской серии). Видимо, ключевым моментом в разрешении таких противоречий будет углубленное изучение влияния фаций на особенности вертикального распределения микрофитолитов и изучение изменчивости признаков микрофитолитов под воздействием экологических и постседиментационных факторов. Первые попыт-

ки в этом направлении уже сделаны (Журавлева, 1968; Семихатов и др., 1970; Нарожных, Работнов, 1972; Хоментовский, Якин, 1973; Радионова, 1974; Воронцова, 1974; Забродин, 1975; Н.С.Крылов, 1975, и др.), но полученные данные пока не поддаются однозначной интерпретации. Так, например, мы действительно знаем одинаковые или очень сходные комплексы микрофитолитов в различных по составу и фациальному типу карбонатных и терригенно-карбонатных толщах, а исследования Л.И.Нарожных (1973), Г.А.Воронцовой (1974) и З.А.Журавлевой (1964) приводят к выводу о влиянии фаций только на количественные соотношения форм в ассоциациях. С другой стороны, имеются данные (Раабен, Забродин, 1972; Забродин, 1975) о пространственной и, вероятно, фациальной разобщенности ряда таксонов микрофитолитов.

Участники коллоквиума по микрофитолитам (Новосибирск, 7-19 апреля 1975 г.) в своем решении отметили, что диагностика некоторых групп микрофитолитов в связи с отсутствием в них отчетливых первичных структур вызывает большие трудности и что впредь, до выяснения генезиса и уточнения диагностических признаков таких групп, следует относиться с осторожностью к их использованию в стратиграфических целях. В особенности это относится к радиально-лучистым структурам и некоторым другим онколитам, морфологически наиболее близким к оолитам. Что же касается таких групп, как, например, *Vesicularites*, то их генетическая связь с водорослями может считаться доказанной. Несомненно, что более полное изучение названных групп микрофитолитов даст дальнейшее обоснование их значения для расчленения и корреляции разрезов рифея.

Итак, мы видим, что из всех групп ископаемых, распространенных в докембрии, наибольшее стратиграфическое значение в настоящее время имеют фитолиты. Они служат основой общего расчленения рифея, находят успешное применение в межрегиональной и межконтинентальной корреляции позднедокембрийских толщ и в детализации их региональных стратиграфических схем; в последнее время получены первые данные о своеобразии афегийского комплекса этих образований.

Ближайшая задача исследователей фитолитов в стратиграфическом аспекте состоит в уточнении влияния фациальных и постседиментационных явлений на диагностические признаки этих образований и в выделении дробных подразделений, обоснованных фитолитами, во всех опорных разрезах рифея. Только интегрирование дробных региональных шкал позволит детализировать общую шкалу рифея и на новом уровне подойти к определению основных рубежей этой шкалы.

ЛИТЕРАТУРА

- В л а с о в Ф.Я., 1965. Морфология строматолитов саткинской свиты Урала. - В кн.: Всесоюзный симпозиум по палеонтологии докембрия и раннего кембрия. Тезисы докладов. Новосибирск.
- В л а с о в Ф.Я., 1970. Анатомия и морфология строматолитов раннего и среднего протерозоя Южного Урала. - В кн.: Материалы по палеонтологии Урала. Свердловск.
- В о л к о в а Н.А., 1968. Акритархи докембрийских и нижнекембрийских отложений Эстонии. - В кн.: Проблематика пограничных слоев рифея и кембрия Русской платформы, Урала и Казахстана. Тр. ГИН АН СССР, вып. 188. М., "Наука".
- В о р о н ц о в а Г.А., 1974. Микрофитолиты и корреляция верхнего докембрия Восточно-Саянской и Байкало-Патомской складчатых областей. Автореф. канд. дисс.
- В о т а х О.А., Ч а й к а В.М., 1962. О ритмичной смене форм строматолитов в древнем Туруханском комплексе. - "Докл. АН СССР", т. 145, № 1.
- Г о л о в а н о в Н.П., Р а а б е н М.Е., 1967. Аналоги верхнего рифея на архипелаге Шпицберген. - "Докл. АН СССР", т. 173, № 5.
- Д о л ь н и к Т.А., В о р о н ц о в а Г.А., 1974. Биостратиграфия верхнего докембрия и нижних горизонтов кембрия Северо-Байкальского и Патомского нагорий. Иркутск.
- Ж у р а в л е в а З.А., 1964. Онколиты и катаграфии рифея и нижнего кембрия Сибири и их стратиграфическое значение. - Тр. ГИН АН СССР, вып. 114. М., "Наука".
- Ж у р а в л е в а З.А., 1968. Диагностические признаки онколитов и катаграфий и распределение их в разрезе рифея Южного Урала. - В кн.: Проблематика пограничных слоев рифея и кембрия Русской платформы, Урала и Казахстана. Тр. ГИН АН СССР, вып. 188. М., "Наука".
- Ж у р а в л е в а З.А., К о м а р Вл.А., 1962. К стратиграфии рифея (синия) Анабарского массива. - "Докл. АН СССР", т. 144, № 1.
- Ж у р а в л е в а З.А., К р ы л о в И.Н., П о с т е л ь н и к о в Е.С., 1969. О стратиграфии и органических остатках дашкинской свиты осланской серии (верхний докембрий Енисейского кряжа). - "Изв. АН СССР, серия геол.", № 7.
- З а б р о д и н В.Е., 1968. Катаграфии группы *Vesicularites Reitlinger*, их диагностические признаки и методика изучения. - В кн.: Проблематика пограничных слоев

- рифей и кембрия Русской Платформы, Урала и Казахстана. Тр. ГИН АН СССР, вып. 188. М., "Наука".
- З а б р о д и н В.Е., 1975. Роль водорослей в отложении карбонатных осадочных формаций протерозоя. - В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 4, кн. 2. М., "Наука".
- К е л л е р Б.М., А к с е н о в Е.М., К о р о л е в В.Г., К р ы л о в И.Н., Р о з а н о в А.Ю., С е м и х а т о в М.А., Ч у м а к о в Н.М., 1974. Вендомий (терминальный рифей) и его региональные подразделения. - В кн.: Итоги науки и техники. Стратиграфия, палеонтология, т. 5. М., ВИНТИ.
- К е л л е р Б.М., К а з а к о в Г.А., К р ы л о в И.Н., Н у ж н о в С.В., С е м и х а т о в М.А., 1960. Новые данные по стратиграфии рифейской группы (верхний протерозой). - "Изв. АН СССР, серия геол.", № 12.
- К е л л е р Б.М., М е н н е р В.В., С т е п а н о в В.А., Ч у м а к о в Н.М., 1974. Новые находки Metazoa в вендомии Русской платформы. - "Изв. АН СССР, серия геол.", № 12.
- К л и н г е р Б.Ш., 1968. Онколиты и катаграфии центральной и юго-восточной частей Ерементау-Нияевского антиклинория (Центральный Казахстан). - В кн.: Проблематика пограничных слоев рифей и кембрия Русской платформы, Урала и Казахстана. - Тр. ГИН АН СССР, вып. 188. М., "Наука".
- К о м а р Вл. А., 1966. Строматолиты верхнедокембрийских отложений севера Сибирской платформы и их стратиграфическое значение. - Тр. ГИН АН СССР, вып. 154. М., "Наука".
- К о м а р Вл. А., 1973. Новые данные о корреляции рифейских отложений Южного Урала и Сибири. - "Изв. АН СССР, серия геол.", № 10.
- К о м а р Вл.А., К р ы л о в И.Н., Н у ж н о в С.В., С е м и х а т о в М.А., Р а а б е н М.Е., 1964. О трехчленном делении рифей по строматолитам. - В кн.: Геология докембрия. М., Госгеолтехиздат.
- К о м а р Вл.А., С е м и х а т о в М.А., 1965. Диагностическое и стратиграфическое значение микроструктур верхнедокембрийских столбчатых строматолитов. - В кн.: Всесоюзный симпозиум по палеонтологии докембрия и раннего кембрия. Тезисы докладов. Новосибирск.
- К о м а р Вл.А., С е м и х а т о в М.А., 1968. Строматолиты в детализации стратиграфии верхнего протерозоя. - В кн.: Геология докембрия. Л., "Наука".

- К о м а р Вл.А., С е м и х а т о в М.А., Серебряков С.Н., 1973. Характер распределения формальных видов строматолитов в рифейских отложениях Учуро-Майского района. - "Изв. АН СССР, серия геол.", № 7.
- К о м а р Вл.А., С е м и х а т о в М.А., Серебряков С.Н., В о р о н о в Б.Г., 1970. Новые данные по стратиграфии и истории развития рифея Юго-Восточной Сибири и Северо-Востока СССР. - "Сов. геология", № 3.
- К о р о л ю к И.К., 1960. Строматолиты нижнего кембрия и протерозоя Иркутского амфитеатра. - Тр. Ин-та геол. и разработки горюч. ископ. АН СССР, т. I.
- К о р о л ю к И.К., 1963. Строматолиты верхнего докембрия. - В кн.: Стратиграфия СССР, Верхний докембрий. М., Гостгеолтехиздат.
- К о р о л ю к И.К., 1966. Микропроблематика рифея и нижнего кембрия Прибайкалья и Ангаро-Ленского прогиба. - "Вопросы микропалеонтологии", вып. 10.
- К о р о л ю к И.К., К р ы л о в И.Н., К о м а р Вл.А., Н у ж н о в С.В., Р а а б е н М.Е., С е м и х а т о в М.А., 1962. Значение строматолитов для стратиграфии рифея. - В кн.: Совещание по стратиграфии отложений позднего докембрия Сибири и Дальнего Востока. Тезисы докладов. Новосибирск.
- К р ы л о в И.Н., 1962. Столбчатые ветвящиеся строматолиты рифейских отложений Южного Урала и их значение для стратиграфии верхнего докембрия. Автореф. канд. дисс. М.
- К р ы л о в И.Н., 1963. Столбчатые ветвящиеся строматолиты рифейских отложений Южного Урала и их значение для стратиграфии верхнего докембрия. - Тр. ГИН АН СССР, вып. 69. М., Изд-во АН СССР.
- К р ы л о в И.Н., 1965. О закономерностях изменчивости морфологических признаков строматолитов в биогермах. - В кн.: Всесоюзный симпозиум по палеонтологии докембрия и раннего кембрия. Тезисы докладов. Новосибирск.
- К р ы л о в И.Н., 1967. Рифейские и нижнекембрийские строматолиты Тянь-Шаня и Каратау. - Тр. ГИН АН СССР, вып. 71. М., "Наука".
- К р ы л о в И.Н., 1968. Значение строматолитов для проблемы границы докембрия и палеозоя. - В кн.: Геология докембрия. Л., "Наука".

- Крылов И.Н., 1972. Строматолиты (их природа, классификация, использование для стратиграфии докембрия). - В кн.: Итоги науки и техники, стратиграфия, палеонтология, т. 3. М., ВИНТИ.
- Крылов И.Н., Нужинов С.В., Шаповалова И.Г., 1968. О строматолитовых комплексах среднего рифея. - "Докл. АН СССР", т. 181, № 2.
- Крылов И.Н., Шаповалова И.Г., 1970. О распространении строматолитов катавского комплекса в рифейских отложениях Урала и Сибири. - В кн.: Стратиграфия и палеонтология протерозоя и кембрия Восточно-Сибирской платформы. Якутск.
- Крылов Н.С., 1975. Докембрийские микрофитолиты складчатого обрамления Русской платформы. Автореф. канд. дисс. Л.
- Маслов В.А., 1953. Принципы номенклатуры и систематики строматолитов. - "Изв. АН СССР, серия геол.", № 4.
- Маслов В.П., 1960. Строматолиты. Тр. ГИН АН СССР, вып. 41. М., Изд-во АН СССР.
- Мильштейн В.Е., 1965. Онколиты и катаграфии западного склона Анабарского поднятия. - Уч. зап. НИИГА, палеонтол. и биостратигр., вып. 7. Л.
- Мильштейн В.Е., 1970. Микрофитолиты из опорного разреза верхне-докембрийских отложений по реке Котуйкану на западном склоне Анабарского поднятия. - В кн.: Опорный разрез верхнедокембрийских отложений западного склона Анабарского поднятия. Л.
- Нарожных Л.И., 1967. Онколиты и катаграфии юдомской свиты Учуро-Майского района. - "Докл. АН СССР", т. 173, № 4.
- Нарожных Л.И., 1973. Стратиграфическое значение микрофитолитов верхнего докембрия запада Русской платформы и юго-востока Сибирской платформы. Автореф. канд. дисс. М.
- Нарожных Л.И., Работнов В.Т., 1972. Об изменении комплексов микрофитолитов в отложениях верхнего докембрия Алданской антеклизы. - "Бюлл. МОИП, отд. геол.", т. 2.
- Прайс В.В., Уолтер М.Р., 1975. Строматолиты докембрия Австралии: использование во внутри- и межконтинентальной корреляции. - В кн.: Международный симпозиум "Корреляция докембрия". Тезисы докладов. М.
- Рабаев М.Е., 1964. Строматолиты верхнего рифея Полудова края и их вертикальное распределение. - "Бюлл. МОИП, отд. геол.", т. 39, вып. 3.

- Раабен М.Е., 1967. Верхний рифей как подразделение общевропейской шкалы докембрия. - "Докл. АН СССР", т. 177, № 4.
- Раабен М.Е., 1969. Строматолиты верхнего рифея (гимносолениды). - Тр. ГИН АН СССР, вып. 203. М., "Наука".
- Раабен М.Е., 1975. Верхний рифей как единица общей стратиграфической шкалы. - Тр. ГИН АН СССР, вып. 273. М., "Наука".
- Раабен М.Е., Забродин В.Е., 1969. К биостратиграфической характеристике верхнего рифея Арктики. - "Докл. АН СССР", т. 181, № 6.
- Раабен М.Е., Забродин В.Е., 1972. Водорослевая проблематика верхнего рифея (строматолиты, онколиты). - Тр. ГИН АН СССР, вып. 217. М., "Наука".
- Радионова Э.П., 1974. Микрофитолиты и другие проблематические образования палеозоя (на примере ордовика, силура, девона и карбона некоторых разрезов Русской и Сибирской платформ и Урала). Автореф. канд. дисс. М.
- Ревенко Э.А., 1969. Биостратиграфическая характеристика карбонатных толщ рифея Волго-Уральской области. - В кн.: Материалы конференции молодых ученых Башкирского филиала АН СССР. Уфа.
- Ревенко Э.А., 1970. Карбонатные толщи докембрия Волго-Уральской области. Автореф. канд. дисс. Уфа.
- Розанов А.Ю., Миссаржевский В.В., Волкова Н.А., Воронова Л.Г., Крылов И.Н., Келлер Б.М., Королюк И.К., Лендзион К., Михняк Р., Пыхова Н.Г., Сидоров А.Д., 1969. Томмотский ярус и проблема нижней границы кембрия. - Тр. ГИН АН СССР, вып. 206. М., "Наука".
- Семихатов М.А., 1962. Рифей и нижний кембрий Енисейского кряжа. - Труды ГИН АН СССР, вып. 68. М., "Наука".
- Семихатов М.А., 1974. Стратиграфия и геохронология протерозоя. - Тр. ГИН АН СССР, вып. 256. М., "Наука".
- Семихатов М.А., Комар Вл.А., Серебряков С.Н., 1967. Новые данные о строматолитах юдомской свиты и ее аналогов. - "Докл. АН СССР", т. 195, № 5.
- Семихатов М.А., Комар Вл.А., Серебряков С.Н., 1970. Юдомский комплекс стратотипической местности. - Тр. ГИН АН СССР, вып. 20. М., "Наука".
- Серебряков С.Н., 1971. Строматолиты в ритмичных толщах рифея. - "Изв. АН СССР, серия геол.", № 12.

- С е р е б р я к о в С.Н., 1975. Особенности формирования и размещения рифейских строматолитов Сибири. - Тр. ГИН АН СССР, вып. 200. М., "Наука".
- С е р е б р я к о в С.Н., К о м а р Вл.А., С е м и х а т о в М.А., 1972. Зависимость морфологии рифейских строматолитов от условий их образования. - "Изв. АН СССР, серия геол.", № 7.
- С о к о л о в Б.С., 1964. Вендский комплекс (венд) и проблема границы докембрия и палеозойской группы. - В кн.: Геология докембрия. М., Гостеолтехиздат.
- С о к о л о в Б.С., 1965. Палеонтология докембрия и органический мир к началу фанерозоя. - В кн.: Всесоюзный симпозиум по палеонтологии докембрия и раннего кембрия. Тезисы докладов. Новосибирск.
- С о к о л о в Б.С., 1968. Стратиграфические границы нижнепалеозойских систем. - В кн.: Стратиграфия нижнего палеозоя Центральной Европы. (Международн. геол. конгресс, 23-я сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 9.). М., "Наука".
- С о к о л о в Б.С., 1972₁. Вендский этап в развитии Земли. - В кн.: Палеонтология. М., "Наука".
- С о к о л о в Б.С., 1972₂. Докембрийская биосфера в свете палеонтологических данных. - "Вест. АН СССР", № 8.
- Х о м е н т о в с к и й В.В., Ш е н ф и л ь В.Ю., Я к ш и н М.С., 1975. Поздний докембрий южного обрамления Сибирской платформы. - В кн.: Международный симпозиум "Корреляция докембрия". Тезисы докладов. М.
- Х о м е н т о в с к и й В.В., Ш е н ф и л ь В.Ю., Я к ш и н М.С., Б ы т а к о в Е.П., 1972. Опорные разрезы отложений верхнего докембрия и нижнего кембрия Сибирской платформы. - Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, вып. 141. М., "Наука".
- Х о м е н т о в с к и й В.В., Я к ш и н М.С., 1973. О влиянии различных условий осадконакопления на морфологические признаки микрофитолитов. - В кн.: Среда и жизнь в геологическом прошлом (поздний докембрий и палеозой Сибири). Тр. Ин-та геол. и геофиз., вып. 169. Новосибирск.
- Ш а п о в а л о в а И.Г., 1965. Значение некоторых формальных родов строматолитов среднего рифея для палеогеографических построений. - В кн.: Всесоюзный симпозиум по

- палеонтологии докембрия и раннего кембрия. Тезисы докладов. Новосибирск.
- Ш а п о в а л о в а И.Г., 1974. Стратиграфия и строматолиты рифейских отложений северной части Юдомо-Майского прогиба. Новосибирск. "Наука".
- Ш е н ф и л ь В.Ю., 1965. Влияние среды обитания на форму строматолитовых построек. - В кн.: Всесоюзный симпозиум по палеонтологии докембрия и раннего кембрия. Тезисы докладов. Новосибирск.
- Ш о п ф Дж. У., 1975. Биостратиграфическое значение докембрийских микробиот. - В кн.: Международный симпозиум "Корреляция докембрия". Тезисы докладов. М.
- Я к ш и н М.С., 1975. О каланчевском комплексе микрофитолитов рифея Сибири. - "Геол. и геофиз.", № 2.
- B e r t r a n d J.B., 1968. Les édifices stromatolitiques précambriens de la "Série à stromatolites" du Nord-Ouest de l'Ahaggar (Sahara). - Bull. Soc. Geol. France, série 7, 10.
- B e r t r a n d J.B., 1969. Etude comparative des édifices stromatolitiques de plusieurs horizons calcaire du précambrien supérieur de l'Ahaggar occidental (Tanezrouft et Ahnet). - Bull. Soc. Histoire Natur Afr. Nord, Alger, 60.
- B e r t r a n d - S a r f a t i J.B., 1970. Les édifices stromatolitiques de la série calcaire du Hank (précambrien supérieur). Description, variations laterales, paleo-écologie (Sahara occidental Algérie). - Bull. Soc. Histoire Natur. Afr. Nord., Alger, 61, fasc. 1-2.
- B e r t r a n d - S a r f a t i J.B., 1972. Stromatolites colonnaires du précambrien supérieur du Sahara nord-occidental. - Centre de recherches sur les zones arides, série: géologie, N 14, Paris.
- B e r t r a n d - S a r f a t i J.B., R a a b e n M.E., 1971. Comparaison des ensembles stromatolitiques du précambrien supérieur du Sahara occidental et de l'Oural. - Bull. Soc. Geol. France, série 7, N 12, N 2.
- C l o u d P.E., 1968. Pre-Metazoa evolution and origin of the Metazoa. - In: Evolution and environment. Yale Univ. Press.
- C l o u d P.E., S e m i k h a t o v M.A., 1969. Proterozoic stromatolite zonation. - Amer. J. Sci., 267, N 9.
- D o n a l d s o n J.A., 1976. Archean stromatolites in Canada. - In: Stromatolites. Elsevier Scientific Publ. Company

- G e b e l e i n C.D., 1969. Distribution, morphology and accretion rate of recent subtidal algal stromatolites, Bermuda. - *J. Sediment. Petrol.* 39, N 1.
- G e b e l e i n C.D., 1974. Biologic control of stromatolite microstructure: implication for precambrian time stratigraphy. - *Amer. J. Sci.*, 274, N 6.
- G l a e s s n e r M.F., 1971. Geographic distribution and time range of the Ediacara Precambrian fauna. - *Bull. Geol. Soc. America*, 82, N 2.
- G l a e s s n e r M.F., P r e i s s W.V., W a l t e r M.R., 1969. Precambrian columnar stromatolites in Australia: morphological and stratigraphic analysis. - *Science*, 164, N 3883.
- H o f m a n n H.J., 1969. Attributes of stromatolites. - *Paper. Geol. Surv. Canada*, N 39.
- H o f f m a n P., 1973. Recent and ancient algal stromatolites: seventy years of pedagogic cross-pollination. - "Evolv. concepts sedimentol". Baltimore. London.
- H o f f m a n P.E., L o g a n B.W., G e b e l e i n C.D., 1969. Biological versus environmental factors governing the morphology and internal structure of recent algal stromatolites in Shark Bay, Western Australia (abs.). - *Geol. Soc. America North-eastern section, Annual meeting 4, Abs.*, Albany.
- L o g a n B.W., 1961. Cryptozoon and associate stromatolites from the recent, Shark Bay, Western Australia. - *Journ. Geol.*, 69, N 5.
- L o g a n B.W., R e z a k R., G i n s b u r g R.N., 1964. Classification and environmental significance of algal stromatolites. - *J. Geol.*, 72, N 1, 68-83.
- L o g a n B.W., H o f f m a n P.F., G e b e l e i n C.D., 1974. Algal mats, cryptalgal fabrics, and structures. Hamelin Pool, Western Australia. - In: *Evolut. and Diagenes. Quatern. Carbon. Sequenc.*, Shark Bay, West. Australia. Tulsa, Okla.
- M o n t y C., 1967. Distribution and structure of recent stromatolitic algal mats, eastern Andros Island, Bahams. - *Ann. Soc. geol. Belg.* 90, N 1-3.
- P r e i s s W.V., 1972. The systematics of the South Australian Precambrian and Cambrian stromatolites. Part 1. - *Trans. Roy. Soc. S. Austral.*, 96, pt. 2.
- P r e i s s W.V., 1973. The systematic of South Australian Precambrian and Cambrian stromatolites. Part II. - *Trans. Roy. Soc. S. Austral.* 97, pt. 2.

- P r e i s s W.V., 1974. The systematics of South Australian Precambrian and Cambrian stromatolites. Part III. - Trans. Roy. Soc. S. Austral, 98, pt. 4.
- S c h o p f J.W., 1970. Precambrian micro-organisms and evolutionary events prior to the origin of vascular plants. - Biol. Rev. Cambridge Philos. Soc., 45, N 3.
- S c h o p f J.W., 1975. Precambrian paleobiology: problems and perspectives. - Ann. Rev. Earth Planet. Sci., N 3.
- S e r e b r y a k o v S.N., S e m i k h a t o v M.A., 1974. Riphean and recent stromatolites: a comparison. - Amer. J. Sci. 274, N 6.
- S t e i n m a n n G., 1911. Über Gymnosolen ramsayi, eine Coelenterate von der Halbinsel Kanin, Fannia, 34.
- V a l d i y a K.S., 1969. Stromatolites of the Lesser Himalayan carbonate formations and the Vindhyan. - Journ. of Geol. Soc. India, vol. 10, N 1.
- W a l t e r M.R., 1972. Stromatolites and the biostratigraphy of the Australian precambrian and cambrian. - Spec. Papers in Palaeontology, N 11. London.

Б.А р е н ь, К.Л е н д з и о н, К.Я в о р о в с к и (Польша)
ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ И СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА
ПЛАТФОРМЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВЕНДИИ И ОСНОВАНИЯ НИЖНЕГО
КЕМБРИЯ В ПОЛЬШЕ

B. A r e n, K. L e n d z i o n, K. Y a w o r o w s k y (Poland)
LITHOLOGICAL AND STRATIGRAPHIC CHARACTERISTICS OF VENDIAN
PLATFORM DEPOSITS AND THE BASEMENT OF THE LOWER CAMBRIAN IN
POLAND

The Vendian sedimentary cover is widespread in the eastern part of Poland along the boundary with the U.S.S.R. The Vendian comprises (from the base upwards): Slawatycze (Wolyn), Siemiatycze (Gdowsk) and Lubel (Korlin) formations. The Polesie formation, encountered by only one borehole (Kaplonosy), has been discovered under the Slawatycze formation. The Polesie formation, which refers already to the Riphean, is little known.

Basalts of the Slawatycze formation occur as several covers of different thicknesses with intercalations of pyroclastic and volcano-epiclastic rocks. The total thickness of the Slawatycze formation is as much as 372 m (Kaplonosy). The Siemiatycze formation (arkosic) rests on the effusive formation with a clear interval. It is composed of conglomerates and inequigranular non-layered arkosic sandstone (quartz, feldspar, muscovite). This formation loses its arkosic nature towards the south. Quartz sandstone with intercalations of siltstone and claystone appears. The distribution of thicknesses of the formation over the area points to the transport of sediments from the Mazury-Suwalki elevation composed of rocks of the crystalline basement. Thickness of the Siemiatycze formation ranges from 100 m in the north up to 20 m in the south.

A gradual transition to the Lubel formation, which occurs as a continuous cover only on the Lublin slope of the platform, is traced at the top of the Siemiatycze formation. Claystones with minor sandy-siltstone intercalations predominate in the Lubel formation. The fauna is absent. Films of algae from the group *Vendotaenides* (*Vendotaenia* sp. nov. and *V. antiqua* Gnil.) are often present at the surface of intercalations.

The Vendian deposits of the Lubel formation belong to the same sedimentation cycle as the overlying sediments of the

Klimontow stage (the base of the Lower Cambrian). The boundary between these sediments is drawn in spite of a lithological transition, on the base of paleontological findings.

The Klimontow stage is subdivided into three horizons: the lower with Sabellidites, the middle with Platysolenites and the upper with Mobergella.

The horizon with Sabellidites according to the lithological and faunal characteristics corresponds to the Rovno horizon in the U.S.S.R., its thickness on the Lublin slope of the platform reaches 77 m; below, it is built of inequigranular sandstone rich in glauconite and irregular siltstone intercalations. Mudstone with muscovite alternating with a fine-grained and inequigranular sandstone with glauconite occurs at the top of the horizon. The typical organic remains of this horizon include Sabellidites cambriensis Eichw. and algae Tyrasotenia podolica Gnil.

The horizon with Platysolenites (up to 120 m) is represented by a green-grey claystone with irregular intercalations of inequigranular and fine-grained glauconitic sandstone and by scarce grains of feldspar at the bottom. Organic structures of a crackstone type can be clearly seen in the sediments of this horizon and traces of the life activity of organisms are present at surfaces of layers.

Paleontological remains of the horizon with Platysolenites are similar to those of the Lontova horizon in the U.S.S.R.: Platysolenites antiquissimus Eichw., Serpulites petropolitanus Jan, Onuphionella agglutinata Kirjan.

The horizon with Mobergella (up to 125 m) is distinguished in the western part of the Podlyasie depression and in the western part of the Baltic syncline. It consists of fine-grained and inequigranular sandstone with glauconite alternating with claystone. The horizon is characterized by remains of Mobergella sp. and new trilobite-like forms: Livia plana, L.convexa, Pomerania infercambriensis. So far the horizon with Mobergella is registered only in a narrow strip along the southwestern slope of the platform in Poland.

The age of sediments of the Zarnowiec formation distributed in the west of the Baltic syncline is a particular problem. These deposits rest immediately on the crystalline basement, and upwards they gradually pass into the horizon with Mobergella or even into the horizon with Holmia. The Zarnowiec formation is built of quartzose inequigranular sandstones with

scarce interlayers of micaceous siltstone. The texture of the rock is random, sometimes a cross bedding appears. Traces of the life activity of organisms are absent. The Zarnowiec formation ranges in age from the late Vendian to the Klimontow (Early Cambrian).

The structural pattern of the platform in Poland has been reworked at the close of the Precambrian against the background of the gradually developing continuous sea transgression. Although the deposits older than the horizon with Holmia in East Poland are represented by different types of littoral and offshore sediments, they form a continuous sequence. Such a situation gives the possibility to define a biostratigraphic boundary between the Cambrian and Precambrian within this sedimentary succession.

ВВЕДЕНИЕ

Западная окраина Восточно-Европейской платформы захватывает значительную часть северной и восточной Польши, но кровля платформы нигде в Польше не проступает на дневную поверхность сквозь осадочный покров более молодых образований. В результате интенсивной тектонической деятельности, проявленной в разное время, осадочный покров вендского и палеозойского возраста был разрушен и снесен — главным образом с поднятий и горстовых образований на платформе. Различные толщи подверглись сносу на разных площадях по-разному. Больше всего уничтожены вендские образования на севере Польши, а также нижнекембрийские отложения, преимущественно относимые к климонтовскому ярусу. Лучше всего осадки венда и нижнего кембрия сохранились в юго-восточной части Польши (Любельский склон платформы).

Вендский осадочный покров на платформе в Польше занимает узкую полосу в восточной части страны, у границы с СССР. К венду относятся славатцкая (вольнская), семятыцкая (гдовская) и любельская или бялопольская (котлинская) серии. Там же обнаружена полесская серия, пройденная только двумя скважинами в Польше (Каплонсы и Бусувно), относимая уже к рифею, но еще недостаточно изученная.

Выше вендских отложений залегают самые нижние кембрийские осадки, выделяемые как климонтовский ярус. Кластические породы этого яруса состоят из влодавской (нижней), мазовецкой (средней) и завишинской (верхней) серий (см. таблицу).

Tabela 1

Stratigraphic division in the Poland part of the East European platform			Peri-Baltic Depression		Podlasie	
			Western part	Eastern part	Western part	
Cambrian	Lower	Zawiszyn Series	Holmia Zone	Holmia sp.	Holmia kjerulfi	Holmia grandis
			Mobergella Zone	Sandstones, claystones		Sandstones with few claystones intercalations
	Mazowsze Series	Platysolenites Zone	?		Sandstones, siltstones, clay ones	Sandstones, siltstones, clay ones
	Wlodawa Series	Sabellidites Zone	Sandstones, siltstones, conglomerates of the Zarnowiec Series		Coleolella differo Platysolenites antiquissimus Onuphionella agglutinata	Sandstones, clayones
Vendian	Upper	Lublin Series				Sandstones of the Wyszkw Series
	Lower	Slawatycze Series				
Riphean	Upper	Polesie Series				
			Pt	A	Pt	A

Depression		Lublin slope of the East-European Platform	Stratigraphic division in the USSR part of the East-European Platform	
Eastern part				
Holmia sp.		Strenuaeva primaeva	Lukati Horizon	
Sandstones, siltstones, clayones		Sandstones, siltstones, clayones	Lontova Horizon	
Platysolenites antiquissimus		Platysolenites antiquissimus	Rovno Horizon	
Serpulites petropopolitanus			Kotlin Horizon	
?		Claystones, sandstones	Gdov Horizon	
?		Sabellidites cambriensis, Tyrasotaenia sp. nov., Tyrasotaenia podolica	Redkino Horizon	
Arkasic sandstones		Clayones and siltstones laminated with sandstones		
		Vendotaenia sp. nov. Vendotaenia antiqua		
		Sandstones with feldspars, siltstones, clayones		
Tuffogenic-effusive rocks				
Arkasic sandstones				
Quartz sandstones, arkasic sandstones, siltstones, conglomerates				
Pt	A	Pt	A	
		Polesie Series	Waldaj Series	Baltic Series
			Walyn Series	
				Lower Cambrian
				Vendian
				Riphean

ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ И СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

На кристаллическом фундаменте и на остатках рифейской осадочной толщи под нижним кембрием залегают вендские отложения, состоящие из двух комплексов: верхнего — песчанисто-аргиллит-алевролитового и нижнего — туфогенно-эффузивного (рисунок).

Базальты славатцкой серии залегают в виде нескольких покровов разной мощности с прослойками пирокластических и вулкано-эпикластических пород. Например, в Каплоносах мощность славатцкой серии, вместе с подстилающими аркозовыми песчаниками, достигает 372 м.

Семятыцкая (гдовская) серия залегает на эффузивной серии с четким перерывом. Она представлена конгломератами и песчаниками аркозового состава (кварц, полевой шпат, мусковит). Аркозовые и кварцевые песчаники этой серии преимущественно разнозернистые, слоистые, а также с прослоями, окрашенными гематитом. Углы падения косой слоистости доходят до 40° .

В южном направлении семятыцкая серия утрачивает свой аркозовый характер и переходит в серию бялопольскую. Появляются кварцевые песчаники с прослойками алевролитов и аргиллитов. Распределение по площади мощностей этой серии указывает на направление транспорта осадков с Мазурско-Сувальского поднятия, где размывались породы кристаллического фундамента. Мощность этой серии изменчива — от 100 м на севере до 20 м на юге.

В кровле семятыцкой серии отмечается постепенный переход к любельской серии, которая залегает сплошным покровом только на Люблинском склоне платформы.

В составе любельской серии преобладают аргиллиты с мелкими песчанисто-алевролитовыми прослойками. Последние подчеркнуты темным, с оливковым оттенком аргиллитом. Число прослоек достигает 100 и более на 1 см мощности породы. Слоистость нерегулярная, часто беспорядочная. Мощность прослоек изменчива. Пакеты мелкослоистой породы разной мощности иногда переслаиваются крупнозернистыми песчаниками и толстыми прослойками аргиллитов и алевролитов. Фауна отсутствует. На поверхности аргиллитовых прослоек зачастую находятся пленки водорослей из группы *Vendotaenides*, виды *Vendotaenia* sp. nov. и *V. antiqua* Gnil.

Отложения любельской серии венда принадлежат к одному седиментационному циклу с вышележащими осадками климонтовского яруса (самый нижний кембрий), но непрерывность отложений отмечена при бурении только на Люблинском склоне платформы. Граница,

проводимая между этими отложениями, обоснована палеонтологическими находками и устанавливается, несмотря на литологически постепенный переход от венда к кембрию.

Климонтский ярус подразделяется на три зоны (горизонта): нижнюю с *Sabellidites*, среднюю с *Platysolenites* и верхнюю с *Mobergella*.

Серия владавская — зона с *Sabellidites* — по литологическому и фаунистическому составу отвечает равненскому горизонту на платформе в СССР; его мощность на Лоблинском склоне платформы достигает 77 м. Серия состоит из разнезернистых песчаников, богатых глауконитом, с неравномерно распределенными аргиллитовыми прослойками. Выше залегают аргиллиты алевролитовые с мусковитом, переслаивающиеся с мелко- и разнезернистыми песчаниками с глауконитом. Характерный состав органических остатков этого горизонта следующий: *Sabellidites cambriensis* Eich. и водоросли *Tyrasotaenia podolica* Gnil.

Серия мазовецкая — зона с *Platysolenites* — представлена зелено-серыми аргиллитами с неправильными прослойками разнезернистого и мелкозернистого глауконитового песчаника, в низах разреза — с редкими зернами полевых шпатов. В осадках этого горизонта (мощностью до 120 м) четко выделяются органические структуры типа кракстен, а на поверхностях слоев — разнообразные следы жизнедеятельности организмов.

Палеонтологическая характеристика горизонта с *Platysolenites* тождественна таковой лентовского горизонта СССР: *Platysolenites antiquissimus* Eichw., *Serpulites petropolitanus* Jan, *Onuphionella agglutinata* Kirjan.

Завишинская серия — зона с *Mobergella* — мощностью до 125 м выделена в западной части Подляской впадины и в западной части Балтийской синеклизы. Ее осадки состоят из мелко- и разнезернистых песчаников с глауконитом, содержащих прослойки аргиллитов. Фауна этого горизонта представлена экземплярами вида *Mobergella* и новыми находками трилобитоподобных: *Livia plana* Lendzion, *L. convexa* Len., *Pomerania infercambriensis* Len. До сих пор горизонт с *Mobergella* регистрируется только в узкой полосе вдоль самой западной части склона платформы в Польше.

Особая проблема — возраст осадков жарновецкой серии, развитой в западной части Балтийской синеклизы. Эти отложения залегают прямо на кристаллическом фундаменте и кверху постепенно переходят в горизонт с *Mobergella* или даже в осадки горизонта с *Holmia*. Жарновецкая серия состоит из разнезернистых

кварцевых песчаников с малым количеством пелевых шпатов и редких прослоев слюдистого алеврита. Структура переды беспорядочная, иногда проявляется косая слоистость. Остатков фауны и следов жизнедеятельности организмов не найдено. Жарневецкая серия — фациально единое, но разновременное подразделение, охватывающее диапазон от верхнего венда до климентовского яруса.

На территории Польши перестройка структурного плана платформы в конце декабря происходила во время постепенно развивавшейся непрерывной трансгрессии моря.

УСЛОВИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

Седиментологические наблюдения касаются самых нижних (древних) морских отложений на Восточно-Европейской платформе в Польше. Под "самыми древними морскими отложениями" на этой площади понимаются морские осадки, залегающие ниже горизонта с Holmia. Это — отложения климентовского яруса и самого верхнего венда.

Арковые песчаники семятыцкой серии — континентальные образования, состоящие из ряда напластований аллювиальных конусов. Они образовались в результате многократно повторяющихся поднятий и опусканий кристаллического фундамента и накопились разветвленными реками.

Континентальные аллювиальные отложения, местами подстилающие древнейшие морские осадки восточной Польши, заполняли углубления кристаллического фундамента перед началом морской трансгрессии и во время (по крайней мере в начале) самой трансгрессии.

В восточной Польше морская трансгрессия, начавшаяся в верхневалдайское время, охватила сначала области впадин докембрийской платформы, в которых раньше возникли туфогенно-эффузивные образования славатцкой (волинской) серии, перекрытые континентальными аллювиальными арками. Таким образом, валдайские отложения (как континентальный аллювий, так и морские) сначала накапливались в условиях волинского структурного плана. Затем морская трансгрессия "вышла из берегов" впадин волинской эпохи на платформе и постепенно охватила значительную область восточной и северной Польши. Морская трансгрессия распространилась в результате погружения кристаллического фундамента, происшедшего в условиях иных направлений, чем волинские. Итак, на территории Польши перестройка структурного плана с волинского на нижнепалеозойский произошла во время постепенно наступавшей морской трансгрессии. Благодаря этому в восточной Польше появляется возможность определить биостратиграфическую границу между кембрием и докембрием.

Вендские (верхневалдайские) морские отложения, установленные в восточной Польше, представлены любельской (котлинской) серией. Отложения этой серии составляют базальный элемент трансгрессивного комплекса осадков. Это взаимно переслаивающиеся аргиллиты, алевролиты и песчаники, образующие тип породы, называемый в польше "перекладанци". Наравне с "перекладанцами" в строении разреза участвуют менее мощные прослойки песчаника.

Самыми характерными седиментационными текстурами "перекладанцев" любельской серии являются очень тонкая горизонтальная и линзовидная слоистости. Обе эти слоистости часто бывают нерегулярными. Рассматриваемые осадки напоминают отложения современных лагун и морских прибрежных болот.

Залегające выше морские отложения, отнесенные к климонтовскому ярусу, сложены песчаниками (чаще всего мелко- и среднезернистыми, реже крупнозернистыми) и аргиллит-алевролит-песчанистыми "перекладанцами" и аргиллитами. В песчаниках наблюдается косая слоистость и тонкая горизонтальная слоистость, возникшая в результате аккумуляции на барьерах и песчанистых мелководьях, простирающихся вдоль берегов бассейна. "Перекладанци" климонтовского яруса отличаются от "перекладанцев" любельской серии прежде всего большей мощностью пачек (до нескольких сантиметров) и самих прослоев. Совместно с аргиллитами они представляют собой результат аккумуляции в отдаленных от берега центральных районах бассейна. Как в любельской серии, так и в отложениях климонтовского яруса наблюдаются следы жизнедеятельности организмов (биотурбации).

Вышеизложенные факты с седиментологической точки зрения можно истолковывать следующим образом. В наступавшем (трансгрессивно) валдайском море образовывались три основные фациальные области: прибрежная зона аргиллит-алевролит-песчанистой аккумуляции, отдаленная от берега аргиллит-алевролит-песчанистая аккумуляция и разделяющая их зона барьеров и песчанистых мелководий. В результате такого размещения фациальных областей по мере развития трансгрессии образовалась следующая последовательность отложений: в любельской серии - прибрежные аргиллит-алевролит-песчанистые осадки; в климонтовском ярусе - осадки барьеров и песчанистых мелководий, а выше - аргиллит-алевролит-песчанистые осадки отдаленных от берега районов бассейна.

Представленная схема идеализирована, так как в действительности отдельные типы осадков многократно выклиниваются в разрезе.

Прибрежная фация лагуно-болотных "перекладанцев" (любельская), относимая к валдайской серии, в некоторых районах могла появиться также и в самом нижнем кембрие.

Несмотря на известные локальные размывы, описанные отложения восточной Польши составляют непрерывный стратиграфический разрез. Этот вывод является важнейшим при выборе эталона для выяснения границы между кембрием и докембрием. Следует отличать размывы, вызванные причинами регионального порядка, от размывов, связанных с процессами эрозии и сопутствовавшей ей аккумуляции в соответствующей седиментационной среде. Размывы второго порядка касаются только небольших площадей дна и совершенно не свидетельствуют об изменении среды седиментации. Общий же профиль этих осадков с седиментологической точки зрения является непрерывным. Такое положение дает возможность в пределах этих осадков установить биостратиграфическую границу между кембрием и докембрием.

Ф.М. де А л ь м е й д а, Е. Х а с у и, Б.Б. де Б р и т о
Н е в е с (Бразилия)

ВЕРХНИЙ ДОКЕМБРИЙ ЮЖНОЙ АМЕРИКИ

F.F.M. de A l m e i d a, Y. H a s u i, B.B. de B r i t o
N e v e s (Brazil)

THE UPPER PRECAMBRIAN OF SOUTH AMERICA

Средний докембрий в Южной Америке завершился около 1800 млн. лет назад с окончанием Транс-Амазонского цикла и консолидацией обширной кратонной области.

На кратоне Гуапоре и на Гвианском щите (Амазонская платформа) в пределах Бразилии одновременно с накоплением неметаморфизованных молассоидных толщ проявился интенсивный интрузивный и экструзивный кислый магматизм. К-Ar и Rb-Sr датировки позволяют считать, что эти процессы локализовались в полосах северо-западного простирания, которые мигрировали во времени с северо-востока на юго-запад и преимущественно проявлялись 1720, 1580 и 1000 млн. лет назад (эпизоды Paraense, Madeirense и Rondoniense). На территории Гвианы и Венесуэлы проявились события с возрастом 1200 млн. лет (так называемый эпизод Nickerian, K'muduku, или Orinoquense). Все эти тектоно-магматические события изучены еще недостаточно.

Помимо этих событий платформенного этапа в течение позднего докембрия происходила эволюция линейных складчатых поясов, обрамлявших платформенную область Транс-Амазонской консолидации. Они хорошо обнажены в бразильской части Южно-Американской платформы.

Наиболее древний пояс, расположенный между Сан-Францисским и Гуапорским кратонами, характеризуется присутствием многочисленных базит-ультрабазитовых интрузий и метаморфизмом высоких давлений. Его возраст, вероятно, между 1000 и 1400 млн. лет (цикл Uruaçuano). Другие пояса развивались в течение Бразильского цикла в конце позднего докембрия и завершили свое развитие в кембродовике.

Это пояс Парагуайя-Арагуайя по краям кратона Гуапоре, Бразильский пояс по краям Сан-Францисского кратона, пояс Рибейра на Атлантическом побережье между Уругваем и штатом Баия, пояса Сержине и Карири в северо-восточной Бразилии, пояс Гурупи по краю кратона Сан-Луис.

Эти пояса выполнены ортогеосинклинальными толщами. Метаморфизм их меняется от зеленосланцевой до амфиболитовой фации, нарастая к внутренним зонам. Инициальный основной магматизм носил дискретный характер, а ультраосновной материал систематики отсутствует. Кислый син- и посттектонический магматизм в общем был очень интенсивным, главным образом в Атлантическом окраинном поясе.

Все эти пояса заключают в своих внутренних и окраинных частях разобщенные молассовые и вулканические формации. Эквиваленты некоторых геосинклинальных толщ образуют чехол кратонов. В восточной части Анд от Венесуэлы до Чили, а также на южном побережье Перу и Сьеррах Пампы северной Аргентины было установлено широкое распространение метасадочных и эффузивных толщ геосинклинального типа, испытавших линейную складчатость, метаморфизм и гранитизацию, предположительно позднедокембрийского возраста. Докембрийский возраст этих толщ устанавливается стратиграфическими и радиометрическими методами, но некоторые толщи Сьерр Пампы, судя по имеющимся данным, имеют более молодой возраст.

Распространение верхнего докембрия в Андах позволяет думать, что в течение позднего докембрия обширные складчатые пояса развивались вдоль западной окраины Амазонской платформы. На эти пояса наложился фанерозойские тектоно-магматические циклы.

Патагонский регион Аргентины относится к молодой эпипалеозойской платформе, фундамент которой частично образован метаморфическими породами и гранитоидами предположительно докембрийского возраста. Эти породы фундамента обнажены главным образом в провинциях Рио Негро и Чубут, Неукен. Их возраст еще точно не установлен, и некоторые радиометрические данные показывают, что они частично являются девонскими.

1. INTRODUCTION

A great deal of stratigraphic, petrographic, structural, tectonic and geochronological data, as well as geological maps have been published in the past decade on the Precambrian in South America.

Some synthesis has been made and the most important ones guided the elaboration of the Tectonic Maps of Brazil (Ferreira, 1972) and of South America (in print).

The Upper Precambrian¹ is the best known time interval because its geological events and units are more easily recognized. The available data on the Middle and Lower Precambrian are still insufficient for an adequate reconstruction of their geological history.

This paper presents an approach of the structural framework and tectonic evolution of the South American Platform during the Precambrian, with emphasis on the Upper Precambrian time interval.

2. THE SOUTH AMERICAN PLATFORM²

The South American Platform is the ancient platform of South America and occupies the major part of the continent. Its western border was reworked by tecto-orogenic processes of the Andean Chain, and its boundary is covered by sediments. To the north and east, the platform's borders are submerged under the Atlantic Ocean. The Patagonian Platform, consolidated in the Upper Paleozoic, is at the southern limit of the South American Platform. The sedimentary cover over this boundary difficults to trace its exact delineation; but it should be located south of the Sierras Australes and east of Sierras Transpampeanas, in Argentina (Fig. 1).

The basement of the South American Platform is exposed in various massifs and in three shields. The massifs are found in the north of Argentina, in Eastern Paraguay and the central north of Brazil. The shields are the Guiana, Central Brazilian and Atlantic Shields. In the last one is included the exposed area of Uruguay and Southern Brazil (Fig. 1).

The sedimentary or volcano-sedimentary covers were formed during the Silurian-Jurassic in orthoplatformal conditions, and after the Upper Jurassic they were formed during a tectono-magmatic reactivation of the platform. The Cisandean Delle was formed on the Andean edge of the platform, during the Cenozoic. The evolution of

¹ The division of the Precambrian adopted in South America is the one proposed by Almeida (1971): Upper Precambrian, 570-1800 m.y., Middle Precambrian, 1800-2600 m.y. and Lower Precambrian, more than 2600 m.y.

² South American Platform (Almeida, 1971) substitutes the name Brazilian Platform (Almeida, 1967).

the South American Platform was analysed by Almeida (1969) and will not be discussed here.

In addition to these covers, there are those formed in the Upper Precambrian over the oldest areas.

The South American Platform consolidated as a result of the geosynclinal and tecto-orogenic processes which began ca. 1000 m.y. and ceased between the end of the Precambrian and the Cambro-Ordovician, included in the Brasiliano Cycle (Almeida, 1967).

Fig. 2 shows the major geotectonic units of South America.

The Uruaçu Belt, in Fig. 2, presumably developed between 1300 and 1000 m.y. in the Uruaçuano Cycle³.

The regenerations of the Upper Precambrian saved large areas of the formerly consolidated platform, which acted as the forelands with relation to the geosynclinal belts and regions evolved since then. These cratons⁴ are shown in Fig. 2, as well as the fold belts and regions.

The several indicated units will be described in the next chapters.

3. THE CRATONIC AREAS AT THE BEGINNING OF UPPER PRECAMBRIAN AND THEIR EVOLUTION IN THIS TIME INTERVAL

3.1. Amazonic craton

The Amazonic Craton (or Amazonic Platform, Suszcynski, 1970) is the largest unit of the South American Platform. Its eastern border touches on the Paraguay-Araguaia Belt and the western border on the Andean Belt. Its basement is exposed on the Guiana Shield as well as on a large part on the Central Brazilian Shield, where it was called Guapore Craton (Almeida, 1964). Fig. 3.

The Amazonic Craton is still little known, mainly as a result of the dense forests and deep weathering. Some studies were reali-

³ This cycle was originally called Minas-Uruaçuano by Almeida (1968), but the Minas Supergroup showed to be older than 1300 m.y.

⁴ Craton in the used sense means platforms with basement consolidated during pre-Brasiliano times; generally the geosynclinal development finished with the Trans-Amazonic foldings (ca - 1800 - 1700 m.y.). This meaning is in accord with that one adopted for the second edition of the Tectonic Map of Europe and adjacent countries (1:2 500 000), as noticed in the Explanatory Note (UNESCO and Academy of Sciences of the USSR, 1973).

zed along rivers and in areas of economic interest, with descriptions of stratigraphic sequences and radiometric analyses by K-Ar and Rb-Sr methods. Many synthesis papers are published, the most recent of which are those of Choubert (1974), Singh (1974), Amaral (1974), Issler (1974), Montalvão (1974) and Almeida (1974a). There are numerous and profound controversies over the stratigraphic correlations and geological interpretations.

The oldest rocks are metasedimentary and metabasic rocks metamorphosed in amphibolite and granulite facies, frequently migmatized and penetrated by granitoid rocks. Their age corresponds to the Guriense⁵ and Jequié, and form the Coeroeni-Fallawatra (Suriname), Kanuku (Republic of Guiana), Ile de Cayenne (French Guiana) and Imataca Complexes, as well as the basement of the Grão Pará Group (Serra dos Carajas, Brazil) and the granulitic rocks of Rio Falsino (Brazil).

Large areas of this region were subjected to geosynclinal evolution in the Middle Precambrian, during the Trans-Amazonic. Sedimentary and volcanic rocks may be found there, which were folded, metamorphosed and penetrated by abundant acidic intrusions. Among the various stratigraphic units, the Grão Pará (Beisiegel et al., 1973) and Amapá Groups (Brazil), Orapu-Bonidoro (French Guiana) and Armina-Rosebel (Suriname) Series, should be mentioned. The Pastora Group (Venezuela) and Barama-Mazaruni Complex (Republic of Guiana) were correlated to the above, but the data of Hurley et al. (1973) seem to indicate that they are pre-Trans-Amazonic materials.

The Trans-Amazonic rocks show ages of 2000 ± 200 m.y. for the metamorphism and many granitoid intrusion. This was followed by the deposition of molassic sediments (Rio Fresco Formation, Brazil;

⁵ Three major geotectonic cycles are considered for the evolution of South America during the time preceding the Upper Precambrian. The corresponding metamorphism and granitization epochs have been approximately dated and they was considered for the division of the South American Precambrian. The cycles are: Guriense, of more than 3000 m.y.; Jequié, of more than 2600 ± 100 m.y. and Trans-Amazonic, of more than 1800 ± 100 m.y. As their beginning ages are unknown, these denominations are also employed to name the time intervals between the metamorphism and granitization epochs.

Muruwa Formation, Republic of Guiana, Orapu and Bonidoro, French Guiana; Cinaruco Formation, Venezuela), and the intrusion of granitoid rocks dated ca. 1800 m.y.

In the Upper Precambrian, the Amazonic Craton underwent reactivations between 1700 and 900 m.y. With the resultant paraplatform conditions molassoid sediments were deposited along with associated acidic and intermediate volcanism and granitic intrusions. The sedimentary and volcanic covers have been eroded and are not continuous, nor are observable complete sections, making difficult the stratigraphic study and correlations.

The radiometric datings of these volcanic and intrusive rocks are not yet sufficient. Nevertheless, an examination of the datings shows that at least in the Amazonic Craton exposed in the Central Brazilian Shield, the older ages are concentrated in east, while the younger are in the west. There have been some attempts to distinguish the reactivation events in the Platform, and several were proposed, though not always convincingly.

The stratigraphic sequences suggest that two major events may be considered, with approximate ages of 1700-1400 m.y. and 1300-900 m.y.

The first event is characterized by acid to intermediate lava flows, including restrict molassic intercalations and co-magmatic intrusions. The Sobreiro, Uatumã, Iriri and Surumu formations in Brazil, the Kuyumini and Iwokrama formations in the Republic of Guiana and Cuchivero Formation in Venezuela, seem to have deposited in this period. The molassic continental sediments that cover these units have diverse local designations, like Gorotire, Beneficente, Dardanelos, Mutum-Paraná and Roraima Formations. The latter presents in some locations basic intrusions of 1500-1700 m.y. At times they have been taken as indicators of the end of a reactivation process, but some granites covered by the Roraima Formation seem to be as young as 1490 m.y. (Bellizzia, 1975). Granitic intrusions also exist in that formation (Colvée et al., 1975).

The second event is called Rondoniense Event on the western side of the Central Brazilian Shield (Amaral, 1974), Jari-Falsino on the Brazilian side of the Guiana Shield (Montalvão, 1974), K'mudku in the Republic of Guiana and Nickerie in Suriname (Priem et al., 1971). During this event, molassoid sediments were deposited together with acid to basic effusives and granitic intrusives, many of which are tin-bearing. The Cadiueus, Cubencranquen, Palmeiral, Acari and Amoguijá formations, among others, could be attributed to this event. Cataclastic zones developed in vast regions of

the Guiana Shield with formation of breccia and mylonitisation (the K'mudku Event), as well as regional reheating, responsible for the isotopic rejuvenation which reflects on the radiometric ages (Nickerie Event).

At the end of the Upper Precambrian, or perhaps already in the Cambro-Ordovician, molassoid sediments were again deposited. They are interpreted as platform correlatives of the Brasiliano Cycle, which covered that area of the interior of the Amazonic Craton exposed in the Central Brazilian Shield. The Prainha, Riozinho do Afrisio and Prosperança formations would be of this type.

Marginal basins of the Paraguay-Araguaia geosyncline were formed at the edge of the Amazonic Craton, south of the 13°S parallel, until the end of the Brasiliano Cycle. The miogeosynclinal sequences extended to these basins, with less thicknesses, and has been idiomorphically folded and faulted. These basins extend up to 150 km within the interior of the craton.

As is evident, the oldest events in the Amazonic Craton are not clear, and the sedimentary and volcano-sedimentary covers present problems of interpretation and correlation. Geochronological datings have been of great value, though many are controversial and others have not always been accompanied by an adequate geological study of the analysed samples.

Table 1 tentatively outlines the described evolution of the Amazonic craton.

In eastern Paraguay, the Amazonic Craton's basement is exposed in some small massifs (Fig. 5). They are formed of metasediments and metabasites of amphibolite facies, with intruded granitoids. The age of these rocks was obtained by the K-Ar method (Conte and Hasui, 1971), and although not decisive, they indicate that the rocks are of pre-Brasiliano age and the Amazonic Craton extends to the south at least until the 27°S parallel. Rhyolites whose ages correspond to the end of the Brasiliano Cycle (Cambro-Ordovician) are located over the cratonic rocks, in the Caapucu region (Paraguay). These Caapucu volcanics are associated with granitic intrusions and represent a volcano-plutonism in the Amazonic Craton next to the limit of the Paraguay-Araguaia Belt.

3.2. São Francisco Craton

The São Francisco Craton (according to Almeida, 1967) is a unit that has been intensely studied, but the data reflect above all the disperse areas of economic interest.

It was the foreland of the folded belts of the Brasiliano Cycle, located on its borders. Fig. 4.

The Caraiba and Jequié Complexes appear on the northeastern part of the craton. The Caraiba Complex (Barbosa, 1970) is formed of granulites, basic rocks and migmatites with basic paleosome. Its structures are complexes, generally trending N-S. Associated granitoids have given ages of 2500-2700 m.y. At approximately the 13°S parallel, the Caraiba Complex gradually passes to the Jequié Complex (Cordani, 1973). The latter extends to the 16°S parallel (Mascarenhas, 1973) and its granulites have ages around 2700 m.y. and were migmatized at the end of the Trans-Amazonic Cycle (ca. 1800 m.y.).

Irregular bands of schists, quartzites and gneisses, which seem to be segments saved by the migmatization, appear in these complexes. Only the narrow N-S Jacobina belt, almost 220 km long seems to be Trans-Amazonic. It is composed of quartzites and schists of amphibolite facies, with isoclinal folding, faults and overthrusts toward west over the Caraiba Complex.

Migmatites and granitoids of minimum age of 2800 m.y. of the Bação Complex are found in the southern part of the São Francisco Craton (Quadrilátero Ferrífero). This complex is covered by detritic metasediments, itabirites and dolomites, metamorphosed in greenschist and amphibolite facies of the Rio das Velhas Supergroup. Granitoid and basic-ultrabasic rocks are associated to it. Datings for these rocks show age around 2700 m.y.

The Minas Supergroup covers the Rio das Velhas, unconformably. The former is constituted of a sequence containing banded ironstones over and underneath detritic sequences. The Minas Supergroup is observed in overturned and faulted synclinoria (Dorr, 1969); the superposed deformations can be attributed to six phases (Barbosa, 1968). The metamorphism was of greenschist and amphibolite facies. The minimum age obtained by Herz (1970) was 1300 m.y., and recent datings (Cordani, unpublished) furnished Trans-Amazonic ages.

The Minas Supergroup is locally covered by folded metasediments of greenschist facies (essentially quartzites) whose geotectonic significance is not known (Itacolomi Group). Possibly they may be correlated to the Espinhaço Group.

The situation is more complex in the southeastern region of the São Francisco Craton. There, the Uruaçu and Brasília Belted, as well as the Southeastern Folded Region. The lithology was described by Rosier (1965) and Ebert (1968) as represented by gneisses, migmatites, granulites and granites, attributed to the Mantiqueira, Paraiba, Juiz de Fora and Serra dos Orgãos Series. The datings of

Cordani et al. (1973) showed that the rocks are aged 2780 m.y. (Mantiqueira Series) and 1980 m.y. (Paraíba and Juiz de Fora Series); they were remobilized in the Brasiliano Cycle, and have been migmatized and injected of granites and pegmatites. The remobilized area seems to correspond to the infrastructure of the Southeastern Folded Region (Hasui et al., 1975a); it has not yet been delineated and, as a result, the southeastern border of the São Francisco Craton is not defined (Fig. 4).

Despite the fact that the São Francisco Craton has been consolidated in the Trans-Amazonic, several Upper Precambrian features are recognized.

Dykes of non-metamorphosed diabase and pyroxenite exist in the northeastern region of the craton; they are intrusives in granulites and with K-Ar ages of 1300 to 1700 m.y. In the eastern region, more than a dozen stocks of alkaline rocks occur (Pedreira et al., 1969) with K-Ar ages of ca. 760 m.y. (Cordani, 1973). There is a special undelineated belt, with one or two hundred kilometers wide, extending from the Atlantic coast at the 16°S parallel, to the southeastern border of the Paraíba Syncline. Along this belt, there were isotopic rejuvenation in the Brasiliano Cycle and K-Ar ages of 500-600 m.y. were obtained systematically on rocks with higher Rb-Sr age. It seems to have been simply a thermo-tectonic reactivation along the belt, and that it is not an extension of the infrastructure of the Southeastern Folded Region.

The most important feature, however, is the Espinhaço, a N-S belt in the central part of the São Francisco Craton, extending over than 2200 km. Detritic metasediments, above all quartzites and phyllites are found there with hundreds of meters in eastern part and thousands meters in western part. The sedimentation had frequent repetitions of environmental conditions, and the stratigraphic subdivisions and correlations are difficult.

A sequence at the meridional end of the belt (Espinhaço Group) shows folding of intermediate-type and a low-degree or null metamorphism. These characteristics are also observed in Diamantina Plateau (Chapada Diamantina Group), which is located in the central-northern region of the craton. The same sequence in the central and northern portions of the belt (Santo Onofre Group), shows isoclinal linear folding and intense faulting and its metamorphism is more intense toward the west, reaching greenschist facies paragenesis. Acid volcanic rocks occur in the sequence, and basic dykes are common as well. Vergences seem to turn towards the west, but in the region of western Diamantina Plateau, it turns to east.

These units cover the Caraiba Complex and are covered in turn by the Bambuí Group, with angular unconformities. They were initially related to an Espinhaço Cycle (1800-1300 m.y., Ferreira, 1972). However, the Chapada Diamantina Group (Brito Neves, 1968) is correlated to the Santo Onofre Group (Schobbenhaus, 1972) which metasediments and volcanic rocks gave a metamorphism age of 1000 ± 100 m.y. (Rb-Sr isochron, Brito Neves, to be published). This dating may be attributed to the Uruaçu Cycle, and, so, the possibility of an extension of the Uruaçu Belt to the Espinhaço Ridge would not be rejected.

The Espinhaço Ridge was associated to a miogeosyncline by Pflug et al. (1969). In the northern region, this miogeosyncline should contour a presumed massif at Diamantina Plateau (Lençóis Craton). Moreover, they considered the Quadrilátero Ferrífero as an extension of the Espinhaço miogeosyncline and, in the eastern region, they supposed the existence of an eugeosyncline. These ideas have not been supported by recent data.

The São Francisco Craton presents sedimentary covers of the Bambuí Group, and of Mesozoic and Cenozoic ages.

The Bambuí Group which extends over the craton, is an extension of the Brasília, Sergipano and Northeastern geosynclinal units. It covers a vast area to the west of the Espinhaço Ridge, where it was not appropriately attributed to the "São Francisco Basin". To the east from Espinhaço Ridge, it covers the Chapada Diamantina Group and was attributed to the "Salitre-Jacaré Basin". The minimum extension of that cover is 420.000 km^2 in both "basins". The thickness does not exceed 1000 m, and almost all of the Brasília miogeosynclinal formations are present, with less thickness and some faciological variations. The deformations of this cover are idiomorphic. The only linear folding areas are located on the borders of the craton turned towards the Brasília miogeosyncline, and in the region bordering the Espinhaço Ridge. To the east of the Espinhaço, there are even isoclinal folds, with E-W trending, and axial planes dipping towards the north. This occurs in narrow belts, separated by undeformed zones. The general metamorphism is null or of very low degree, but in the folded zones it reaches greenschist facies.

Next to the Atlantic Coast, at the 16°S parallel, there is a faulted block, where the Rio Pardo Group occurs (Pedreira et al., 1969). It is gently folded with E-W trends, and the axial planes dip towards the south. Radiometric datings (Cordani, 1973) indicate the age 630 ± 170 m.y. for the metamorphism of low grade, which allows

the Rio Pardo Group to be related to the Brasiliano Cycle. The lithological and structural similarities with the Bambuí Group of the Salitre-Jacaré basin are notable, and a correlation is thought to be possible.

Table 2 outlines the described evolution of the São Francisco Craton.

3.3. São Luis Craton

The São Luis Craton (Almeida, 1967; Hurley et al., 1967) is located at the central northern border of the South American Platform. It is almost entirely covered by the sediments of the Parnaíba Syncline and small meso-cenozoic basins. The basement is exposed in small massifs and seems to be formed of metasediments of amphibolite facies, with migmatization and intrusion of granites. The eastern massif (Granja Massif, Brito Neves, 1975) represents the craton's border neighboring the Northeastern Folded Region. The available datings are of 1850-2470 m.y. (K-Ar). Although 2000 ± 200 m.y. figures predominate, it is not excluded the possibility of pre-Trans-Amazonian age.

3.4. Rio de La Plata Craton

The Rio de La Plata Craton (Almeida et al., 1971) is almost entirely covered of sediments of the Paraná Syncline and post-Paleozoic basins. Its basement is exposed in three regions: southeastern Uruguay, Tandilia and Sierras Australes in Argentina. Fig. 5.

In Uruguay, Ferrando and Fernandez (1971) distinguished three belts of metasediments of greenschist and amphibolite facies. These were separated by migmatitic belts with granitic intrusions. The structures trend E-W with variations to N70E. The ages obtained for them are 2000 ± 200 m.y. Only one granite intrusion at north of Montevideo shows 560 m.y. and it is attributed to the influence of the Brasiliano Cycle at the border of the craton.

The relation between the Rio de La Plata and Amazonian Cratons is hidden under the sedimentary cover, though they may possibly be parts of only one large unit.

The mountains that stand out in the Tandilia region's quaternary plain are formed by gneisses, migmatites and granitoids, whose age is 2160 ± 60 m.y. (Halpern, 1972). Amos et al. (1971) described sandstones and stromatolitic limestones (La Tinta Group), covering the plutonic-metamorphic basement. These rocks represent a platform cover of the Brasiliano Cycle, similar to the Bambuí Group.

Granites and associated rhyolites occur at the Sierras

Australes, with Brasiliano and pre-Brasiliano ages (Amos et al., 1971; Halpern, 1972). These are the most meridional expositions of the Rio de La Plata Craton's basement.

4. UPPER PRECAMBRIAN FOLDED BELTS

4.1. Uruaçu Belt

The Uruaçu Belt developed between the Amazonic and the São Francisco Craton (Fig. 6). It is formed of metasediments and metabasites of high greenschist and amphibolite facies of high pressure type of metamorphism. These rocks are included in the Araxá Group, with thicknesses exceeding 1500 m. The folding is of linear type, trending parallel to the axis of the belt. The vergence turns towards the São Francisco Craton. The pre-tectonic magmatism occurred in the inner part of the belt, generating several small basic-ultrabasic intrusions. This peridotitic belt shows Cr, Ni and asbestos mineralisations. The sintectonic and post-tectonic acidic magmatism was very discrete, forming small bodies along the inner zone of the belt.

Certain problems arise with no solutions at the moment. The first one is with respect to the borders of the Uruaçu Belt. Traditionally, it was considered to be formed essentially by mica-schists; gneisses and migmatites are thought to be pre-Uruaçuano. However, these rocks show gradual transitions. Angular unconformities were identified locally, between the two types of lithology, but this is not the rule even in the Araxá Group type-area. Thus, it is difficult to delineate the border between the Uruaçu Belt and the Goiás Central Massif without a careful mapping.

The eastern limit would be a thrust fault that carried the Araxá Group over the Brasília Belt's units. The existence of that fault has not been proved, although there may be local thrusts. The Araxá Group looks like to pass gradually to the metamorphites of the Brasília Belts; as a result, the border between the two units is not easily marked.

The available datings of the Uruaçu Belt (Hasui and Almeida, 1970) are not conclusive. The K-Ar figures indicate that the Brasiliano Cycle rejuvenated the Uruaçuano rocks, but there are significant results of 1000 m.y. which would correspond to a minimum age for the metamorphism. From the other side, some intrusive granites in the Central Massif of Goiás furnish a reference Rb-Sr isochron of 1400 m.y., which would indicate a magmatic event in the massif immediately preceding the Uruaçuano regeneration. Thus, the approxi-

mate figures of 1300 and 1000 m.y. could correspond to the limits of the regeneration and tecto-orogenic evolution of the Uruaçuano Cycle.

The structures of the Uruaçu Belt shows deviations in the central region, adapted to the Pirenópolis structural feature. This is a N60W trending line, with structural meaning not yet understood. In the northern block, the structures have a general SSW trend, but they deviate gradually to N60W near the Pirenópolis feature. In the southern block the structures have a N45W trend and also show a deflection to N60W.

In the southern part of the São Francisco Craton, the Andre-lândia Series (Ebert, 1956) represents the extension of the Uruaçu Belt. It is formed of detritic sediments, arkosic at the base, with some associated limestones. The metamorphism of high pressure type was of greenschist and amphibolite facies and its intensity increases from N to S and W to E. Folding was intense with vergence towards the N.

The Andre-lândia Series seems to branch off, with one branch extending towards SW (Itapira Group).

The two branches are separated by the triangular Guaxupé Massif. Its western border is covered by the Paraná Syneclise sediments. This massif is constituted by granulites, migmatized and intruded by granites. The structures have NW trends, and a superposed NE trend exists in part (Oliveira and Alves, 1974; Oliveira, 1973). The northeastern border of the massif is concordant with the structures of the Uruaçu Belts, but in the southeastern edge their NW structures are truncated at right angle by the Jacutinga transcurrent fault (Ebert, 1974), through which the massif contact the SW trending Uruaçu branch (Itapira Group).

In this Fault zone, it has been recognized a molassic deposit (Eleutério Group, Ebert, 1974) which seems to be related to the Brasiliano Cycle.

4.2. Paraguay-Araguaia Belt

The Paraguay-Araguaia Belt evolved on the eastern edge of the Amazonian Craton (Fig. 6). It has a curved form and extends over 3200 km, disappearing under the Paraná and Amazon Syneclises sediments.

In the central region of Brazil the belt is covered by modern sediments (Bananal Island). This resulted in the independent development of studies on the southern and northern segments of the belt.

Almeida (1968) distinguished two phases of miogeosynclinal evolution in the meridional segment. The first one produced flyschoid sediments of the Cuiabá Group, which were folded and metamorphosed. The second corresponds to the sedimentation of a marine regression conglomerate and glacio-marine deposits, which total over 1000 m of thickness (Jangada and Escobar Groups). The upper unit is a carbonated sequence with more than 2000 m of thickness (Araras, Corumbá, Bodoquena and Itapocumi Groups), with 1000 m of pelitic rocks at the top. Stromatolitic structures are present in the Corumbá limestones.

These units exhibit metamorphism of greenschist facies and folding of holomorphic-type trending parallel to the belt axis. The vergence turns towards the Amazonic Craton. The known magmatic intrusions are restricted to the inner part of the belt; they are granitic post-tectonic stocks aged of 500 m.y.

The final stratigraphic unit corresponds to molasse deposits (Alto Paraguay Group), accumulated in a foredeep 800 km long. It lies over the Amazonic Craton's cover and partly extends to the folded belt in its curved area. The sediments possibly reach 5000 m of thickness and are of clastic nature accumulated in a transitional environment. At the top they are continental. (Almeida, 1974b). The Alto Paraguay Group shows holomorphic folding only in the farthest area from the cratonic border, as well as very low grade of metamorphism.

The units of second phase of geosynclinal sedimentation and the molassic deposits partially cover the Amazonic Craton. One occurrence should be mentioned; the deposition of the Jacadigo Group occurred in a basin on the edge of the craton at the end of the Brasiliano orogenesis, at the Corumbá (Brazil) and Mutum (Bolivia) regions. This unit is formed of arkoses at the base, and of alternating layers of ferruginous jaspilite, hematite and cryptomelane, with intercalations of clastic sediments.

In the northern segment, Almeida (1974c) described the Tocantins-Araguaia geosuture. The Brasiliano regeneration permitted the intrusion of numerous basic and ultrabasic bodies, as well as a volcanism of basic composition. These magmatic rocks occurs in a N-S belt of tens kilometers of width and 500 km of extension. The geosuture also allowed the arrival of geosynclinal conditions to the east.

The Tocantins Group accumulated in this regenerated zone, being constituted of pelitic sediments transformed in greenschist facies. It shows linear folding, trending N-S and with vergence

towards the Amazonic Craton. The Tocantins Group is correlated to the Cuiabá Group.

Eastward, the Tocantins Group shows gradual transition to rocks of high greenschist and amphibolite facies, which was not appropriately correlated to the Araxá Group. It was named Estrondo Group (Hasui et al., 1975b), and would correspond to the filling of the inner zone of the geosyncline. Its folding is of linear type, trending N-S, and the vergence is towards W. Migmatization and granitoid intrusions occurred in the eastern part. The Estrondo Group extends to the South, bordering the Bananal Island (Fig. 6), but its continuation under the Paraná Syncline is not known.

4.3. Brasília Belt

The Brasília Belt was formed at the western and southern border of the São Francisco Craton in the Brasiliano Cycle, and extends over 1100 km (Fig. 6).

Miogeosynclinal conditions with deposition of medium and fine-grained detritic sediments occurred with the regeneration (Canastra and Arai Groups). This was followed by the accumulation of the Bambuí Group, which is formed of psammites at the base (Paranoá Formation), limestones, dolomites and pelites (Paraopeba Formation), at the top. These units, more than 3000 m thick, show linear folding and thrust faults. The vergence is turned towards the São Francisco Craton. The metamorphism was weak, not exceeding the low greenschist facies. No evidences of magmatism are known in connection with the evolution of the Brasília Belt.

To the south of the craton, Ebert (1968) gave the name São João del Rei Group to the fine clastic sediments and limestones, metamorphosed in greenschist facies. It shows linear folding and vergence towards the north. This unit represents the extension of the Brasília Belt and, around the 44°W meridian, it disappears interfingering with pre-Brasiliano migmatitic and granitic rocks.

The Bambuí Group is transgressive over the craton, as described above. Near Sete Lagoas, Marchese (1974) described stromatolites of the Gymnosolenida Supergroup and Cloud and Dardenne (1973) recognized Conophyton of Vazante region.

The upper sedimentary unit is represented by molasses of the Três Marias Formation which filled the marginal Pirapora basin, partially over the craton's cover (Bambuí Group) and partially over the folded zone in the west Minas Gerais.

The evolution of the Brasilia Belt compared to that of the Paraguay-Araguaia Belt shows perfect analogy (Almeida, 1968).

The mineral resources of the Brasilia Belt are in the Bambui Group, with the marked presence of sedimentary phosphates, and Pb-Zn deposits of syngenetic origin and remobilized towards fault zones.

The Brasilia and Uruaçu Belts are separated from the Paraguay-Araguaia Belt by the Goiás Central Massif (Fig. 6). This unit has heterogeneous composition. Basic gneisses, kinsigites and granulites appear on the eastern part, with ages exceeding 2600 m.y. On the rest of the massif there are intensely migmatized metasediments of amphibolite facies, with apparent Trans-Amazonic age (Hasui and Almeida, 1970). All these lithologies are grouped on the name Goiano Basal Complex (Almeida, 1968).

Three large basic-ultrabasic massifs stand out in the eastern part of the complex: the Cana Brava, Tocantins and Barro Alto massifs. They are elongated, with up to 3000 km², and are characterized by a petrographic zoning, with the zones parallel to each other and deeping westward. Ni, Cr, Cu and asbestos mineralizations have been described there (Berbert, 1970). Their K-Ar ages vary from over 3000 to 600 m.y., indicating that they are very ancient massifs, rejuvenated in subsequent events.

The Goiano Basal Complex was affected by the younger tectonogenic cycles, undergoing fracturing, diaphtoresis, isotopic rejuvenation and some granitic intrusions (Ferreira, 1972).

The Goiano Basal Complex structures trend generally N30E, and show some influence of the Pirenopolis structural feature. The Barro Alto massif is inflected and has a boomerang shape.

In the central southern part of the Massif, at Serra Dourada, Danni et al. (1973) recognized two stratigraphic units over the Goiano Basal Complex. The first one is composed of metasediments of greenschist facies (quartzites, schists and phyllites), with about 300 m thickness. It is gently folded and covers unconformably the second unit. The second unit includes schists, gneisses and migmatites and is correlated with the Araxa Group. It shows many little basic-ultrabasic intrusions. It seems that the Araxa Group has had extension till the Serra Dourada region. The upper unit may be interpreted as a cover correlative of the Brasiliano Cycle, constituted over the central massif.

The Goiás Central Massif was part of the Amazonic platform, during the Uruaçuano Cycle. During the Brasiliano Cycle, it became an axial zone of the divergent polarities of Paraguay-Araguaia and Brasilia Belts.

4.4. Sergipano Belt

The regeneration of the northeastern part of de São Francisco Craton allowed the development of the Sergipano Belt. Fig. 7. Its limits are the craton and the Pernambuco-Alagoas massif (Brito Neves, 1975). The central and eastern portions of the belt are covered by meso-cenozoic sediments.

During the geosynclinal stage (Propriá Geosyncline, Humphrey and Allard, 1969), an outer and an inner zones developed, separated by a geanticline (Brito Neves, 1975).

In the outer zone, adjacent to the São Francisco Craton, the sedimentation had a miogeosynclinal character, and includes a lower terrigenous (Itabaiana, Jacarecica, Capitão and Palestina Formations), a carbonate (Jacoca, Olho d'Água Formations), an upper terrigenous and a molassic sequences. The latter appears in a graben over the geanticlinal zone (Jua Formation), as well as in a foredeep (Estância Formation) inserted in part over the cratonic area and in part over the folded zone

In the inner zone, the sedimentary sequence is more complex, initiating with quartzites (Santa Cruz Formation), followed by medium and fine immature clastics, with some intercalations of limestones.

Metamorphism in these sediments was of greenschist facies in the outer zone and of amphibolite facies in the inner one, It was of low-pressure type. Migmatites are found in the inner zone, adjacent to the Pernambuco-Alagoas Massif.

In the geanticline some basement segments are exposed, more or less reworked, as well as in the nucleus of domical structures found in the outer and inner zones.

The linear folding developed during the Brasiliano Cycle trends NW-SE and the vergences are towards SW in the outer zone and towards NE in the inner zone, the geanticline being the axial zone of divergence. In the western part of the Sergipano belt, this divergence is not observed; in both zones, the vergence turns to SW.

The basic-ultrabasic as well as the acid sintectonic magmatism was very discrete in the belt, restricted to the inner part.

The outer belt's units extend over the São Francisco Craton, where they show discontinuous folding and metamorphism restricted to the folded areas. The covers have been referred as Bambuí, Miaba and Canudos Formations.

Mineral resources are scarce in the Sergipano Belt, limited to the internal zone. They may be summarized as asbestos related to carbonated intercalations, magnetite and vanadium perhaps associated with ultrabasic rocks, and minerals of complex pegmatites (beril, columbite, lepidolite, lithiophilite).

4.5. Gurupi Belt

Metasediments of greenschist facies are exposed along the Gurupi and Guama rivers in the north central region of Brazil. Outside these valleys, they are covered by sediments of the Parnaíba Syncline.

They show NW trending structures and the contact with the migmatites of the São Luis Craton is by faults.

Hurley et al. (1967) obtained K-Ar ages of 600 ± 60 m.y. and associated these rocks to the Gurupi Belt, developed around the São Luis Craton in the Brasiliano Cycle. Actually, the significance of those ages is not yet clear, because similar figures were obtained from the migmatites attributed to the craton.

If the existence of this belt is still uncertain, so are the correlations with the Paraguay-Araguaia Belt or with the Northeast Folded Region.

5. UPPER PRECAMBRIAN FOLDED REGIONS

5.1. Northeastern Folded Region

The Northeastern Folded Region is the name given to the unit formerly known as the Caririana or Eastern Northeast Folded Region. It is limited by the Parnaíba Syncline, the São Francisco Craton, the São Luis Craton (Granja Massif, Brito Neves, 1975) and Pernambuco-Alagoas Massif (Fig. 7).

Its observable structure is more complex than that of the Southeastern Region, because it is composed of several folded systems separated by median massifs and geanticlines, which show parts of the pre-Brasiliano basement.

The entire folded region is fragmented by enormous deep and ancient faults, reactivated in the Brasiliano Cycle mostly with transcurrent character. The fault movements markedly influenced the design of the Brasiliano structures. Some of the faults border the fold systems and others lie within the geotectonic units of the folded regions. The most important are the Pernambuco and Paraíba Faults, trending E-W. They had mainly dextral transcurrent movements and limit the so-called Transversal Zone (Ebert, 1967).

The median massifs generally have polygonal shapes, elongated parallel to the fold system. They are formed of gneisses, migmatites and granitoid rocks, whose complicated structure is due to the polycyclic evolution. Brasiliano migmatites of early consolidation appear in some median massifs. Datings show Trans-Amazonic and Jequié ages for the older nuclei.

The geanticlines are structural highs of lesser importance, and like the median massifs show an important incidence of granitoid intrusions.

The folded systems have oval, rhombic and linear shapes, always more or less sigmoidal, reflecting transcurrent fault movements.

The sedimentary fillings of the geosynclinal region included: a lower terrigenous sequence, mainly psammitic (Uauá, Caico, Equador, Cabrobó, Parelhas and other groups), an intermediary carbonated sequence with fine detritics associated (Quixata Formation), and an upper terrigenous sequence, essentially pelitic, with some associated psammites and limestones (Salgueiro, Seridó, Cachoeirinha Groups).

The regional metamorphism is of greenschist and amphibolite facies of low to medium pressure-type. Migmatization occurred in the lower stratigraphic level.

Linear foldings are observed in the folded systems, with undefined vergences. The direction of the structures vary greatly, with sinuosities introduced by fault displacements. Nevertheless, the general trend is NE.

Basic magmatism occurred in all the phases of the folded region evolution, always very poorly. The acid magmatism is the most notable; Almeida et al. (1967) and Brito Neves and Pessoa (1974) described and classified the various types of bodies. The most abundant are the sintectonic batoliths aged of 650 ± 30 m.y. There are also late-tectonic bodies of 540 ± 25 m.y. and post-tectonic of 460-510 m.y. These values are furnished by numerous K-Ar and Rb-Sr datings.

Molasse deposits occur in small fault-basins, with associated effusive acid and basic rocks. The sequences reach 3000 m thickness.

With respect to mineral resources, the deposits are associated to the pegmatite provinces of Seridó and Jaguaribe, with beryl, spodumene amblygonite, tantalite-columbite and cassiterite. Scheelite, associated to wolframite and molybdenite, are also found in the Seridó Folded System and in the Rio Piranhas Massif.

5.2. Southeastern Folded Region

The Southeastern Folded Region is located on the Atlantic edge of the continent, from Uruguay to the 16°S approximately (Fig. 8). The name is proposed to substitute the designation Ribera Folded Belt.

The folded region, at south of the 21°S parallel, is largely covered by the Paraná Syncline sediments. However, in the exposed basement three folded systems separated by two median massifs are identified (Hasui et al., 1975a).

The folded systems are constituted of geosynclinal sequences, diversely named in different regions (Açungui Group in the Apiai System, the Brusque, Porongos and Lavalleja Groups in the Tijucas System and Rocha Group in the Eastern Uruguay System). In the best studied areas, it has been distinguished a lower terrigenous unit, with pelites, psammites and limestones at the top, and an upper terrigenous unit. These rocks show metamorphism in greenschist and amphibolite facies, of low to intermediate pressure type series, including the development of migmatization process. The folding was intense, with axis trending N30E. The vergence is not clearly defined, turning to both senses. The pre-tectonic magmatism was basic and very poorly developed. The sintectonic magmatism, by the other hand, formed great number of large granitoid batholiths, with age of ca. 600 m.y. and high affinity to the median massifs.

The median massifs are formed of ancient nuclei of Middle and Lower Precambrian ages, like those dated by Girardi et al. (1974) and Minioli (1972). They are constituted of granulites, migmatites and basic-ultrabasic rocks. These nuclei are contoured by migmatites, generated in the Brasiliano Cycle. In the Pelotas Massif only this kind of rocks has been recognized till now.

Several small molasse basins have been formed in the final stage of evolution. They are located on the folded systems and at their borders and received molassic sediments and acid to intermediate flows, with thickness up to 5000 m. The lower molasses are folded (Marica and Camarinha Formations), while the upper ones show only block-tilting due to faults (Almeida, 1969).

Granitic intrusions are formed during the orogenesis or the stage of transition. They are small, post-tectonic bodies with age 500±50 m.y., as inferred from the results of Cordani et al. (1974) and Cordani and Kawashita (1971).

Between the parallels of 21 and 24°S, the Southeastern Folded Region is characterized by a block structure, with several deep and ancient faults. The system of faults is only partially known, but it was reactivated in the Brasiliano Cycle, mainly in the Cambro-Ordovician, with transcurrent movements with a regional dextral slip. The Apiaí System and the Joinville Massif structures show deflections from the regional N30E to N60E as they approach the block-structured zone.

The western blocks are formed by metasediments of greenschist and amphibolite facies (São Roque Group), with many sintectonic granitoid intrusions. The eastern and northern blocks are constituted by rocks of amphibolite and granulite facies, with certainly pre-Uruaçuano ages, migmatized and intruded by granitoids during the Brasiliano Cycle. These lithologies have been described by Wernick (1967) and Ebert (1968) and included in the Amparo and Paraíba Groups. So, the blocks show Brasiliano units as well as remobilized older rocks.

At the Jacutinga Fault Zone there is the molassic Eleuterio Group, related to the Brasiliano Cycle (Ebert, 1974).

The structures in the blocks show various directions, predominating a N60-70E trend.

These units extend till the southern border of the Uruaçu Belt and the limits are at least in part by faults.

To the north of 21°S parallel, the exposed rocks are of Trans-Amazonian and older ages, remobilized during the Brasiliano Cycle (Cordani et al., 1973; Cordani, 1973). That area seems to correspond to the exposed infrastructure of the Southeastern Folded Region. The structures generally trend NNE, except in the part near the faulted-block region, where they inflect to N60E.

The limit of the remobilized area is not defined, as described in a forward chapter.

With respect to mineral resources, the Southeastern Folded Region has Pb-Zn deposits in the Apiaí System, Au and Cu in the molasse basins and in the Apiaí System, and complex pegmatites with Sn, W, and Li-bearing minerals.

6. THE PRECAMBRIAN IN THE ANDEAN CHAIN AND IN THE PATAGONIAN PLATFORM

The Southeastern Folded Region borders the Rio de La Plata Craton in Uruguay and disappears under the Atlantic Ocean. As will be shown below, it presumably returns and penetrates the continent through the Colorado River valley (Argentina).

In Sierras Australes, post-tectonic granites occur (Quartino-

and Villar-Fabre, 1967), with a K-Ar age of 575 ± 10 m.y. (Halpern et al., 1972). The granites are intrusive in a metamorphic basement in which occur rhyolites recently dated by Rb-Sr with 671 ± 35 m.y. (Varela and Cingolani, 1975). This plutono-magmatism may be compared to that of Caacupu in Eastern Paraguay. These rocks at Sierras Australes are covered by folded sediments, considered as a platform cover, possibly filling and aulacogene (Harrington, 1970), and deformed in the Mesozoic.

The Pre-Cordillera and the Cordillera Frontal (Province of Mendoza, NW Argentina) expose part of the Sierra Pintada Systems, formed by the San Rafael Block and by the Mendocino-Pampeano Belt (Criado, Roque, 1972 a,b). In the San Rafael Block, the presence of Precambrian or Cambrian metasediments and eruptives is highly probable (La Ventana Formation). These rocks are covered by Cambro-Ordovician limestones unconformably. Towards the southeast, in the Province of La Pampa, the existence of Precambrian rocks presumed by Criado Roque needs to be confirmed. The dated occurrences are Paleozoic: Lihuel-Calel is Upper Permian (Halpern et al., 1971) and Pichi Mahuida has 550 ± 35 m.y. (Halpern et al., 1972). The Mendocino-Pampeano Belt seems to have developed after the regeneration of the structures related to the Brasiliano Cycle. These structures follow the southern edge of the Rio de La Plata Craton and are exposed in small nuclei on the north-Pampean Plain. The geosynclinal evolution took place in Eo- and Meso-Paleozoic.

Farther south, in the Provinces of Rio Negro, Neuquén and Chubut, the exposed basement is constituted of metasediments considered of Precambrian age. They are penetrated by granites of Paleozoic age, till Permian (Halpern, 1968). The possibility that the metasedimentary complex is older, should not be overlooked; this would confirm the existence of an Upper Precambrian-Cambrian folded belt around the southern border of the South American Platform, regenerated in the Paleozoic. This belt would coincide with the 500-600 m.y. geochronological province that Halpern et al. (1972) suggested to cross the Argentina territory.

The Sierras Pampeanas, the Pre-Cordillera, the Eastern Cordillera and the Puna, in NW Argentina, and neighboring regions of Chile and Bolivia, show clear evidences of a geosynclinal evolution related to the Brasiliano Cycle. Borrello (1969) distinguished a monolimal geosynclinal evolution in that region, including an eastern miogeosyncline and a western eugeosyncline with ophiolites. This evolution took place in the Upper Precambrian and Lower Cambrian, with deposition of flysch in both zones and limestones in the mio-

geosyncline. Molasses constituted at the end of the cycle in the Provinces of Catamarca and Cordoba (Ambato Group). The flysch is intensely folded and re-folded, having been generally metamorphosed in greenschist and amphibolite facies, with intensity growing from E to W. Migmatization and granite intrusions took place in the inner zone; some of these rocks provided pebbles for the Cambrian and Lower Tremadocian conglomerates. Amphibolite facies is observed in the Puna, Eastern Cordillera and Sierras Pampeanas (Caminos, 1972; Gordillo and Lencinas, 1972).

Almost all of the Sierras Pampeanas massifs are constituted by a crystalline basement, which shows metasedimentary rocks metamorphosed in greenschist and amphibolite facies, partially migmatized and intruded by granitoids. Its age was determined by Rb/Sr isochrons corresponding to the Upper Precambrian; the results point out effects of the Brasiliano Cycle and remobilization of older, probably Upper Precambrian, rocks (Cingolani and Varela, 1975).

Several granitoid rocks of the Sierras Pampeanas have been dated. There are granites related to the Brasiliano Cycle and others related to a tectono-magmatic reactivation with intense acid and intermediate plutono-volcanism (Stepanicic and Linares, 1969; Halpern et al., 1970; Gonzalez and Toselli, 1974). This process affected a zone extending at least between the Provinces of San Luis and Catamarca. It seems to be a reflexe reactivation (Scheglov, 1968) constituting an effect of the tectonic and magmatic processes which took place in the Paleozoic geosynclines at the edge of the platform. Thus, the Sierras Pampeanas must be considered a reactivated area of the South American Platform.

The Sierras Transpampeanas shall be excluded from the South American Platform; they present Ordovician metasediments of a Paleozoic geosyncline.

The Problem of the Precambrian-Cambrian limit surges in considering the stratigraphic relations, which in northwestern region of Argentina are the closest to that limit in South America. In the Sierra Villicun and the Sierra Chica de Zonda (Province of San Juan) there are non-metamorphic limestones, of Lower Cambrian, containing fossils of the *Ollenelus* fauna (Borrelo, 1964). The basement of these layers, though not in direct contact with them, is exposed in the area. It is constituted by intensely metamorphosed and even migmatized rocks (Sierra Pie de Palo, 35 km E of Villicun).

In the Eastern Cordila (Province of Salta) the Puncoviscana Formation is of Infracambrian age. It has flysch character, is

little or non-metamorphosed and contains fossil remains with no stratigraphic value (*Oldhamia*, *bilobites*). It is penetrated by the Quesera granodiorite, dated of 530 ± 20 m.y. The Puncoviscana Formation and the intrusion are covered unconformably by the Mesón Group (Ramos, 1973), of probable Upper Cambrian age. This group is under the fossiliferous Lower Tremadocian beds.

In Peru, Precambrian rocks are exposed in the south (Cordillera de la Costa and Western Cordillera) and in the center and north (Eastern Cordillera and the Maranhão River valley). In the south, schists, gneisses and migmatites are exposed and was dated at 660 m.y. (Western Cordillera, Stewart et al., 1974), seeming to testify that Brasiliano episodes occurred in the region. In the center and north, the exposed Precambrian rocks are very extensive. They are diverse metasediments of geosynclinal origin, including local basic eruptives, showing superposed folding and metamorphism of low pressure, even of amphibolite facies (Audebaud et al., 1971) with migmatization and granitization. These rocks form elevated, faulted nuclei, and are covered unconformably by the fossiliferous Ordovician beds (Dalmayrac, 1970).

In Ecuador, the basement of the Andean Belt seems to be exposed in a small area in the south, next to the coast, and in the axial region of the Eastern Cordillera. This is a little known area where elevated fault blocks, tilted towards east, expose metamorphic rocks of greenschist and amphibolite facies, showing local migmatization and granitization. These rocks are considered to be Upper Precambrian although there are no stratigraphic and radiometric datings to prove it.

In Colombia, there are various regions in the Andean Cordillera where the Upper Precambrian rocks occur: Sierra de Santa Marta, Guajira Peninsula, Central and Eastern Cordillera. The presence of Cambrian and Ordovician fossils and the low-medium degree of metamorphism in the Paleozoic rocks facilitate the distinction between them and the Precambrian rocks. The latter are schists, gneisses, migmatites and granites. In the Sierra de Santa Marta (Radelli, 1962), the Precambrian complex is formed of lithologies of high amphibolite to granulite facies, with acid intrusions dated of 1400 m.y. (Rb/Sr isochron) and 752 m.y. (Pinson et al., 1962; Irving, 1971; MacDonald and Hurley, 1969). The lithologic nature and the radiometric values suggest the existence of an ancient nucleus, perhaps even older than 1400 m.y., which seems to have been rejuvenated in the Upper Precambrian. The Eastern Cordillera in Colombia forks of into two branches that penetrate Venezuela. Upper Precambrian rocks exist in both.

The oldest rocks of Venezuelan Andes are included in the Iglesias Group (Kunding, 1938) of Upper Precambrian age. They are schists, gneisses, migmatites and amphibolites, very well developed in the Barinas State, where they have been described by Schubert (1968). The Bela Vista Formation shows a lower degree of metamorphism than that Group and is older than 660 ± 30 m.y., which is the minimum age of the migmatitic gneisses associated to it (Martin-Bellizzia, 1968). Rocks of the Yumare Complex occur in the western Caribe Range, similar to those of the Santa Marta Massif of Colombia. These rocks show metamorphism of amphibolite and granulite facies and have associated anorthosites in the San Quentin Massif (Bellizzia, 1973). Age of 1250 m.y. has been obtained for the Precambrian rocks from Guajira Arch (Bellizzia, 1973).

There are doubts with respect to the existence of Precambrian rocks in Chile. There are metamorphic rocks attributed to a crystalline basement in the coastal region between Valparaiso and the Taitas Peninsula, as well as other locations in the north and south. Bonorino (1971) considered them Neo-Paleozoic, while other authors suppose them to be Eo-Paleozoic or Precambrian (Miller, 1973). This would be the case for the occurrences north of the Santiago parallel (Miller, 1973) which are noted in Fig. 1.

7. CONCLUSIONS

The South American Platform consolidated at the end of the Brasiliano Cycle, attaining orthoplatform conditions after the Cambro-Ordovician. Its southern and western borders, respectively adjacent to the Patagonian Platform and the Andean Chain, are hidden under the sedimentary cover. To the north, and east, its borders form a continental margin of Atlantic type.

A very extensive cratonic area was consolidated after the Trans-Amazonic. During the Upper Precambrian, regeneration and geosynclinal evolution occurred, along marginal belts and regions between the not regenerated portions. These acted as forelands during the Uruaçuano and Brasiliano Cycles. Some portions also constitute median massifs, geanticlines and fault-blocks; they were remobilized with intensity in inverse relation to their size.

The Pre-Uruaçuano structures are scarcely known, though they seem to have been remobilized through tectonic, magmatic and thermal processes of the Trans-Amazonic. The oldest rocks are metasediments of high amphibolite and granulite facies, with associated ultrabasites. The Trans-Amazonic processes affected vast areas; they seem to include belts of geosynclinal evolution and others areas only isotopically rejuvenated.

The cratons became the settings for extensive tectonic-magmatic reactivation processes, with the formation of volcano-sedimentary covers. Intrusions of acid and alkaline materials as well as ruptural phenomena and re-heating also took place on these cratonic areas.

The Brasiliano folded belts have several characteristic features in comparison with the folded regions.

The folded belts occupied a marginal position in relation to the cratons and show narrow, elongated forms, simple structure and rare expositions of the sialic basement within them. The folded regions are located among different cratons, occupying extensive polygonal areas of thousands of square kilometers; they show a complex structural organization, involving various geosynclinal or folded systems, separated by several median massifs and geanticlines; within them, the pre-Brasiliano basement is frequently exposed.

Regarding the sedimentary filling, the belts include essentially detritic-chemical sequences, with no volcanic contributions; some stratigraphic units are transgressive over the cratons. In folded regions, terrigenous sediments predominate, limestones being rare, and the total thickness are smaller.

The belts present holomorphic folding trending parallel to the cratonic border, towards which the polarities are directed. The metamorphism is of greenschist facies, seemingly of low-intermediate pressure type. The pre-tectonic magmatism was practically absent; acid magmatism generated only some post-tectonic stocks restricted to the inner zones. In the folded regions, each system shows holomorphic folding with longitudinal trend, but the polarities are undefined or badly defined. Reactivations of deep and ancient faults were important in the development of the regions and their tectogenesis. Metamorphism was of greenschist and amphibolite facies, of low-medium pressure type. Migmatization was frequent. The pre-tectonic magmatism was poorly developed, but the sintectonic was extremely active and shows affinity to the geanticlines and median massifs.

In the folded belts, molassic sediments fill foredeeps, intradeeps and marginal troughs. Subsequent volcanism did not occur. Molasse deformations become less intense as they go from the interior of the belt towards the cratonic areas. In folded regions, intradeeps are superimposed to the folded systems and their borders. The molasses show different structural and stratigraphic stages; to

the intermediary stage is associated acid-intermediate and subordinately basic volcanic rocks, with important mineralizations. Molasse deformations was much more intense in the lower units than in the upper.

In the regions and belts, the analysis of the lithology of the orogenic period reveals that the Brasiliano Cycle produced only moderate reliefs.

The mineral resources of the folded belts are syngenetic, stratiform and remobilized ones. In the folded regions they are more varied, with lithophylous and siderophylous of granitic affinity elements, associated to pegmatites, skarnites and greisens. In addition, there are metals in vein deposits, concentrated from the sediments.

The facts and inferences presented for the Patagonian Platform and Andean Chain, seem to indicate that the succeeding folded belts developed in Phanerozoic times, along the southern and western border of the South American Platform, were established over an extensive Upper Precambrian folded unit around the Amazonic-Rio de La Plata cratons. There is not sufficient informations on the number of Precambrian tectono-magmatic cycles, but the youngest one certainly can be correlated to the Brasiliano.

The rocks of the Andean Chain and of the southern border of the South American Platform, related to the Brasiliano Cycle, show linear folding and metamorphism of greenschist-amphibolite facies of low-medium pressure type, including migmatization and active anatexis. These characteristics are similar to those of Brasiliano folded regions, contrasting notably with those of Uruaçu Belt. The latter is characterized by a scarcity of migmatites and granites, high pressure metamorphism and the development of basic-ultrabasic bodies.

The folded belts and regions developed at the east of Amazonic-Rio de La Plata cratons finished their evolution in Cambro-Ordovician times. After the consolidation, it followed a typical platformal evolution, characterized by the development of the large Paleozoic Parana and Parnaíba Synclises, which may be referred as truly frustrated geosynclines.

Phanerozoic sedimentary areas show a marked influence of Precambrian structural framework, particularly that of the Upper Precambrian. Generally, the belts and regions consolidated as a result of the Brasiliano Cycle show subsidence tendencies, while the cratonic nuclei, geanticlines and median massifs show a tendency for positive movements.

SUMMARY

This paper deals with the structural organization and tectonic evolution of South American Platform basement during in the Upper Precambrian.

The South American Platform is the old platform of South America. It has more than half of its extension covered by sediments and volcanic rocks of Phanerozoic age; the basement is exposed in three vast shields and several little massifs.

In the exposed basement some cratonic nuclei have been distinguished, with structures developed in the Middle Precambrian (Trans-Amazonic) and Lower Precambrian (Jequié and Guriense). The Lower Precambrian structures are described in small and scattered nuclei, all the rest seeming to have been remobilized by tectonic, magmatic and thermal processes of Trans-Amazonic age. These processes affected large areas but are still insufficiently understood.

In the Upper Precambrian, these cratonic nuclei underwent intense process of reactivation, in large areas, with formation of volcano-sedimentary covers, acid, basic and alkaline intrusive rocks, cataclastic zones and thermally affected zones.

During the Upper Precambrian, geosynclinal evolution processes developed at the borders and between the cratons, generating folded belts and regions. The firstly developed belt is located in Central Brazil, related to the Uruaçuano Cycle (ca. 1300-1000 m.y.). The Espinhaço Ridge probably constituted at this time.

The other units are related to the Brasiliano Cycle (1000 m.y. to Cambro-Ordovician time). The folded belts are located in marginal position and the folded regions are between cratonic areas: both shows different characteristics of organization, sedimentation, structures, tectonism, metamorphism, magmatism and metallogenesis.

In the southern border of the South American Platform a folded region developed, which possibly represents the extension of the Southeastern Folded Region.

The South American Platform consolidated during Cambro-Ordovician time. Its western and southern adjacent areas were places of geosynclinal evolution up to the Permian in the Patagonian Platform and up to the Cenozoic in the Andean Chain. The eastern half of the South American Platform had a platformal evolution since the Silurian.

ACKNOWLEDGEMENTS

The Authors are grateful to the Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo, the Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico and the Superintendência de Desenvolvimento do Nordeste, for the support in the field investigations at many opportunities.

REFERENCES

- Almeida F.F.M. de, 1964. Geologia do Centro-Oeste Matogrossense. - Div. Geol. Min. Bol. 215, Dep. Nac. Prod. Min., Rio de Janeiro.
- Almeida F.F.M. de, 1967. Origem e evolução da Plataforma Brasileira. - Div. Min. Geol., Dep. Nac. Prod. Min., Bol. 236. Rio de Janeiro.
- Almeida F.F.M. de, 1968. Evolução Tectônica do Centro-Oeste brasileiro no Proterozóico Superior. - An. Acad. Brasil. Ciênc. 40 (supl.): 285-295, Rio de Janeiro.
- Almeida F.F.M. de, 1969. Diferenciação tectônica de Plataforma Brasileira. Anais 23º Congr. Bras. Geol., p. 29-46, Soc. Bras. Geol., Salvador.
- Almeida F.F.M. de, 1971. Geochronological division of the Precambrian of South America. - Rev. Bras. Geoc. 1 (1): 13-21, São Paulo.
- Almeida F.F.M. de, 1974a. Evolução tectônica do Craton do Guapore com parada com a do Escudo Báltico. - Rev. Bras. Geoc. 4 (3): 191-204, São Paulo.
- Almeida F.F.M. de, 1974b. A antefossa do Alto Paraguai. - XXVIII Congr. Bras. Geol., Bol. 1: 716-717 (Resumos). Soc. Bras. Geol., Porto Alegre.
- Almeida F.F.M. de, 1974c. Sistema tectônico marginal do Craton do Guaporé. - XXVIII Congr. Bras. Geol., Bol. 1: 701-705 (Resumos). Soc. Bras. Geol., Porto Alegre.
- Almeida F.F.M. de, Amaral G., Cordani U.G., Kawashita K., 1973. The Precambrian evolution of the South American Cratonic Margin South of the Amazon River. - In The Ocean Basins and Margins (ed. Nairn, A.E. - Stehli, F.G.), 1: 411-446. Plenum Publ. Co.
- Almeida F.F.M. de, Leonardos Jr. O.H., Valença J., 1971. Review on granitic rocks of Northeast South America. - Int. Un. Geol. Sciences, Haarlem.

- A m a r a l G., 1974. Geologia Pre-Cambriana da região Amazônica. - Unpublished thesis, Inst. Geoc. Univ. São Paulo.
- A m o s A.J., Q u a r t i n o B.J., Z a r d i n i R.A., 1971. El Grupo La Tinta (Provincia de Buenos Aires, Argentina): Paleozoic o Precambrico? - An. XXV Congr. Bras. Geol. 1: 211-222, Soc. Bras. Geol., São Paulo.
- A u d e b a u d E., B a r d J.P., C a p d e v i l a R., D a l m a y r a c B., M a r o c c o R., M e g a r d F., P a r e d e s J., 1971. Le métamorphisme précambrien de basse pression des Andes orientales du Pérou. - C.R. Acad. Sc. Paris, 273: 450-453.
- B a r b o s a A.L.M., 1968. Sedimentação e tectônica do Quadrilátero Ferrífero. - XXII Congr. Bras. Geol., Resumos das Comunicações, p. 110-111, Belo Horizonte.
- B a r b o s a O., 1970. Geologia Econômica de parte de regio do Médio São Francisco, Nordeste do Brasil. - Div. Fom. Prod. Min., Bol. 140, Dep. Nac. Prod. Min., Rio de Janeiro.
- B e i s i e g e l V.R., B e r n a r d e l l i A.L., D r u m m o n d N.F., R u f f A.W., T r e m a i r e J.W., 1973. Geologia e recursos minerais da Serra dos Carajás. - Rev. Bras. Geoc. 3(4): 215-242, São Paulo.
- B e l l i z z i a G.A., 1973. Rocas precambricas en el Sistema Montañoso del Caribe. - II Congr. Latino-Americano de Geol., Resúmenes, p. 48-49. Caracas.
- B e l l i z z i a G.A., 1975. Diabasas post-Roraima en la Guyana Venezolana. - X Conf. Geol. Inter-Guianas, Bol. 2: 30-32, Belém.
- B e r b e r t C.O., 1970. Geologia dos Complexos básico-ultrabásicos de Goiás. - An. XXIV Congr. Bras. Geol., 41-50. Soc. Bras. Geol., Brasília.
- B o n o r i n o F.G., 1971. Metamorphism of the crystalline basement of Central Chile. - Jour. Petrol., 12: 149-175.
- B o r r e l o A.V., 1964. Los rasgos morfoestructurales de la provincia de La Rioja y sus relaciones com el desarrollo de los geosinclinales en el oeste argentino. - Rev. Museo de La Plata (N.Serie), t. 5. Geol. n° 34, La Plata.
- B o r r e l o A.V., 1969. Geosinclinales de la Argentina. - An. Dir. Nac. Geol. Min., v. XIV, 188 pp. Buenos Aires.
- B r i t o N e v e s B.B., 1968. Contribuição ao Lexico Estratigráfico do Leste do Brasil. - IV Simp. Geol. Nordeste, Soc. Bras. Geol., 215 p. Recife.

- B r i t o N e v e s B.B., 1975. Regionalização geotectônica do Pré-Cambriano nordestino. - Unpublished thesis, Inst. Geoc. Univ. São Paulo.
- B r i t o N e v e s B.B., Geocronologia da Chapada Diamantina e seu embasamento. Rev. Bras. Geoc. (to be published).
- B r i t o N e v e s B.B., P e s s o a R.R., 1974. Considerações sobre as rochas graníticas do Nordeste Oriental. - XXVIII Congr. Bras. Geol., Bol. 1: 211-214, Soc. Bras. Geol., Porto Alegre.
- C a m i n o s R., 1972. Sierras Pampeanas de Tucuman, Catamarca, La Rioja y San Juna. - Geologia Regional Argentina, Acad. Nac. Ciencias, p. 41-79, Cordoba.
- C h o u b e r t B., 1974. Le Precambrien des Guyanes. - BRGM, Mem. 81.
- C i n g o l a n i C.A., V a r e l a R., 1975. Geocronologia Rubidio-Estroncio de las rocas igneas y metamórficas de las Sierras Chica y Grande de Cordoba, Republica Argentina. II°.- Cong. Ibero-Americano de Geologia Economica, tomo I, p. 9-35.
- C l o u d P.E., D a r d e n n e M.A., 1973. Proterozoic age of the Bambui Group in Brazil. - Geol. Soc. America, Bull., 84 (5): 1673-1676.
- C o l v e e G. P., S z c z e r b a n E., T a l w k d a r S.C., 1975. Intrusive granites into the Roraima Group, Serrania del Peru, Territorio Federal Amazonas, Venezuela. - X Conf. Geol. Intergulanas, Bol. 2: 17-18, Belém.
- C o n t e D., H a s u i Y., 1971. Geochronology of Eastern Paraguay by the Potassium-argon method. - Rev. Bras. Geoc. 1(1): 33-43, São Paulo.
- C o r d a n i U.G., 1973. Evolução geológica Pré-Cambriana da faixa costeira do Brasil entre Salvador e Vitória. - Unpublished thesis, Inst. Geoc. Univ. São Paulo.
- C o r d a n i U.G., D e l h a l J., L e d e n t D., 1973. Orogeneses superposées dans le Precambrien du Brésil Sud-Oriental (Etats de Rio de Janeiro et de Minas Gerais). - Rev. Bras. Geoc. 3 (1): 1-22, São Paulo.
- C o r d a n i U.G., H a l p e r n M., B e r e n h o l c M., 1974. Comentários sobre as determinações geocronológicas da Folha de Porto Alegre. - Texto Explicativo das Folhas de Porto Alegre e Lagoa Mirim, 70-77. Dep. Naç. Proc. Min., Rio de Janeiro.
- C o r d a n i U.G., K a w a s h i t a K., 1971. Estudo geocronológico pelo método Rb-Sr de rochas graníticas intrusivas no

- Grupo Açungui. - Anais XXV Congr. Gras. Geol., 1: 105-110, Soc. Bras. Geol., São Paulo.
- Criado Roque P., 1972a. Bloque de San Rafael. Geologia Regional Argentina. - Acad. Nac. Ciencias, pp. 288-295. Cordoba.
- Criado Roque P., 1972b. Cinturon movil Mendocino-Pampeano. Geologia Regional Argentina. - Acad. Nac. Ciencias, p. 297-303. Cordoba.
- Cuerda A.J., Cingolani C.A., Barranquero H.R., 1975. Estratigrafia del basamento precambrico en la comarca de los Cerros Pan de Azúcar-Del Corral, Sierras Australes (Provincia de Buenos Aires). - II Cong. Ibero-Americano de Geologia Economica, tomo I, p. 57-63.
- Dalmatrac B., 1970. Mise en évidence d'une chaîne anté-orovécienne et probablement précambrienne dans la Cordillère orientale du Pérou Central (région de Huanuco). - C.R.Acad. Sc. Paris, 270: 1088-1091.
- Danni J.G.M., Dardenne M.A., Fuck R.A., Ribeiro M.J., 1973. Geologia da extremidade sudoeste da Serra Dourada. - Rev. Bras. Geoc. 3 (3): 160-180, Soc. Bras. Geol., São Paulo.
- Dorr II, J.V.N., 1969. Physiographic, Stratigraphic and Structural Development of the Quadrilatero Ferrifero, Minas Gerais, Brazil. - Geol. Surv. Prof. P. 641-A.
- Ebert H., 1956. In Relatório Anual do Diretor de 1955, Div. Geol. - Min., p. 62-81. Dep. Nac. Prod. Min., Rio de Janeiro.
- Ebert H., 1968. Ocorrências da facies granulitica no sul de Minas Gerais e em áreas adjacentes, em dependência da estrutura orogênica: hipóteses sobre sua origem. - An. Acad. Brasil. Ciênc. 40 (supl.): 215-219, Rio de Janeiro.
- Ebert H., 1974. O Grupo Eleutério e a Falha de Jacutinga (Nordeste de SP). - XXVIII Congr. Gras. Geol. 1: 726-730, Soc. Bras. Geol., Porto Alegre.
- Ferreira E.O., 1972. Explanatory note of the Tectonic Map of Brazil. - Dep. Nac. Prod. Min., Bol. 1, Rio de Janeiro.
- Girardi V.A.V., Cordani U.G., Candido A., Melfi A.J., Kawashita K., 1974. Geocronologia do complexo basico-ultrabásico pré-brasiliano de Pien, PR. Resumos das Comunicações, Bol. 1: 532-533, XXVIII Congr. Bras. Geol., Porto Alegre.
- Gonzalez R.R., Toselli A.J., 1974. Radiometric

- dating of igneous rocks from Sierras Pampeanas, Argentina. - Rev. Bras. Geoc. 4 (3): 137-141, São Paulo.
- G o r d i l l o C.E., L e n c i n a s A.N., 1972. Sierras Pampeanas de Cordoba y San Luis. - Geologia Regional Argentina, Acad. Nac. Ciencias, p. 1-39, Cordoba.
- H a l p e r n M., 1968. Ages of Antarctic and Argentine rocks bearing on continental drift. - Earth Planet. Sc. Letters, 5: 159-167, Amsterdam.
- H a l p e r n M., 1972. Geochronologic evolution of Southern South America. - An. Acad. Bras. Cienc. 44 (Supl.): 149-160, Rio de Janeiro.
- H a l p e r n M., L i n a r e s E., L a t o r r e C.O., 1970. Estudio preliminar por el metodo estroncio-rubidio de rocas metamorficas y graniticas de la Provincia de San Luis, Republica Argentina. - Rev. Asoc. Geol. Argentina, XXV (3): 293-302.
- H a l p e r n M., L i n a r e s E., L a t o r r e C.O., 1971. Edad rubidio-estroncio de rocas volcanicas e hipabissales (?) del area norte de la Patagonia, Republica Argentina. - Rev. Asoc. Geol. Argentina, XXVII (2): 169-174.
- H a l p e r n M., U r q u h a r t M.U., L i n a r e s E., 1972. Radiometric ages of crystalline rocks from Southern South America as related to Gondwana and Andean geologic provinces. - Conf. on Solid Earth Problems, Com. Argentino del Manto Superior, II: 245-256, Buenos Aires.
- H a r r i n g t o n H.J., 1970. Las Sierras Australes de Buenos Aires, Republica Argentina: cadena aulocogenica. - Rev. Asoc. Geol. Argentina, XXV (2): 151-181, Buenos Aires.
- H a s u i Y., A l m e i d a F.F.M. de, 1970. Geocronologia do Centro-Oeste brasileiro. - Bol. Soc. Bras. Geol. 19: 5-26, São Paulo.
- H a s u i Y., C a r n e i r o C.D.R., C o i m b r a A.M., 1975a. The Ribeira Folded Belt. - Rev. Bras. Geoc. 5 (4), São Paulo.
- H a s u i Y., H e n r i e s W.T., I w a n u c h W., 1975b. Idades potassio-argonio do Precambriano da região centro-norte do Brasil. - Bol. IG 6: 77-83, Inst. Geoc. Univ. São Paulo.
- H e r z N., 1970. Gneissic and igneous rocks of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. - US Geol. Survey, Prof. Paper 641-B.

- Humphrey F.L., Allard G.O., 1969. Geologia da area do Domo de Itabaiana e sua relação com a Geologia de Propriá. - CENPES/PETROBRAS, Publ. Esp., Rio de Janeiro.
- Hurley P.M., Almeida F.F.M. de, Melcher G.C., Cordani U.G., Rand Jr.; Kawashita K., Vandomos P., Pinson W.H.Jr., Fairbairn H.W., 1967. Test of Continental drift by comparison of radiometric ages. - Science 157. (3788): 495-500.
- Hurley P.M., Fairbairn H.W., Gaudette H.E., Mendoza V., Martin-Bellizgia C., Espejo A., 1973. Progress report on age dating in the Northern Guyana Shield. - II Congr. Lat. Am. Geol., 1 (Abstract).
- Irving E.M., 1971. La evolucion estructural de los Andes mas septentrionales de Colombia. - Min. Minas y Petroleo, Bol. Geologico, XIX (2): 90 p.
- Issler R.S., 1974. Esboço geológico-tectônico do Craton do Guaporé. - XXVIII Congr. Bras. Geol., Bol. 1: 659-665 (Resumos) Soc. Bras. Geol., Porto Alegre.
- Künderling E., 1938. Las rocas pre-Cretaceas de los Andes Centrales de Venezuela con algunas observaciones sobre su tectonica - Bol. Geol. y Min. 2 (2-4): 21-43, Caracas.
- Marchese H.G., 1974. Estromatólitos Gymnosolenidos en el lado oriental de Minas Gerais, Brasil. - Rev. Bras. Geo. 4 (4): 257-271, São Paulo.
- Martin-Bellizgia C., 1968. Edades isotopicas de rocas venezollanas. - Bol. Geol. X(19): 356-380, Caracas.
- Mascarenhas J.F., 1973. A geologia do Centro-leste do Estado da Bahia. - Anais XXVII Congr. Bras. Geol., 35-66, Soc. Bras. Geol., Aracaju.
- Macdonald D.W., Hurley P.M., 1969. Precambrian gneisses from Northern South America. Bull. - Geol. Soc. America, 80: 1867-1872.
- Miller H., 1973. Caracteristicas estruturales del basamento geologico chileno. - Asoc. Geol. Argentina, Actas del Vº Cong. Geol. Argentino, IV: 101-115, Buenos Aires.
- Miniofi B., 1972. Aspectos geológicos da região litorânea Piçarras-Barra Velha, SC. - Unpublished thesis, Inst. Geoc. Univ. São Paulo.
- Montalvão R.M.G., 1974. Esboço geológico-tectônico do Craton Guianês. - XXVIII Congr. Bras. Geol. Bol. 1: 541-547. (Resumos). Soc. Bras. Geol., Porto Alegre.

- Oliveira M.A.F., 1973. Petrologia das rochas metamórficas de região de São José do Rio Pardo, SP. - Rev. Bras. Geoc. 3 (4): 257-278, Soc. Bras. Geol., São Paulo.
- Olivira M.A.F., Alves F.R., 1974. Geologia e Petrografia da região de Caconde, SP. - XXVIII Congr. Bras. Geol., 1: 431-433, Soc. Bras. Geol., Porto Alegre.
- Pedreira A.J., Souto P.G., Azevedo H., 1969. Metassedimentos do Grupo Rio Pardo, Bahia. - Anais XXIII Congr. Bras. Geol. 87-99, Soc. Bras. Geol., São Paulo.
- Pflug R., Schobbenhaus C., Renger F., 1969. Contribuição à geotectônica do Brasil Oriental. - Série Especial n° 9, SUDENE, Recife.
- Pinson W.H., Jr., Hurley P.M., Melcher E., Fairbairn H., 1962. K-Ar and Rb-Sr ages of biotites from Colombia, South America. - Bull. Geol. Soc. America, 73: 907-910.
- Priem H.N.A., Bolrijk N.A.I.M., Verdurmen F.A.Th., Verschude R.H., 1971. Isotopic ages of the Trans-Amazonian acidic magmatism and Nickerie metamorphic episode in the Precambrian Basement of Suriname, South America. - Geol. Soc. Am. Bull. 82 (6): 1667-1680.
- Quartino B.J., Villar-Fabre J.F., 1967. Geologia y petrologia del basamento de Tandil y Barker, provincia de Buenos Aires, a la luz del estudio de localidades criticas. - Rev. Asoc. Geol. Argentina, XXII (1). Buenos Aires.
- Radel L., 1962. Introducción al estudio de la geología y de la petrografia del Macizo de Santa Marta. - Geologia de Colombia, Univ. Nacional de Colombia, 2: 41-115, Bogotá.
- Ramos V.A., 1973. Estructura de los primeros contrafuertes de la Puna salto-jujena y sus manifestaciones volcanicas asociadas. - Asoc. Geol. Argentina, Actas del v° Cong. Geol. Argentino, IV: 159-202. Buenos Aires.
- Rosier G.F., 1965. Pesquisas geológicas na parte oriental do Rio de Janeiro e na parte vizinha do Estado de Minas Gerais. - Div. Geol. Min. Bol. 222, Dep. Nac. Prod. Min., Rio de Janeiro.
- Scheglov A.D., 1968. Endogenous deposits of the regions of autonomous activation. - XXIII Int. Geol. Cong., Sect. 7: Endogenous ore deposits, p. 43-55. Prague.
- Schobbenhaus C., 1972. Relatório Geral sobre a Geologia da região setentrional da Serra do Espinhaço, Bahia Central. - Série Geol. Reg. n° 19, Sup. Desenv. Nordeste, Recife.

- S c h u b e r t C., 1968. Geologia de la región de Barinitas-Santo Domingo, Andes Venezolanos surorientales. - Min. Minas Hidrocarb., Boletín de Geología, X (19): 183-261, Caracas.
- S i n g h S., 1974. The tectonic evolution of that portion of the Guyana Shield represented in Guyana - an evaluation of the present status of investigations and correlations across the Guyana Shield. - Rev. Bras. Geoc. 4 (1): 41-49, São Paulo.
- S t e p a n i c i c P.N., L i n a r e s E., 1969. Edades radiométricas determinadas para la República Argentina y su significado geológico. - Bol. Acad. Nac. Ciencias, t. XLVII, pp. 51-96, Córdoba, Argentina.
- S t e w a r t J.W., E v e r d e n J.F., S n e l l i n g N.J., 1974. Age determinations from the Andean Peru: a reconnaissance survey. - Bull. Geol. Soc. America. 85: 1107-1116.
- S u s z c z y n s k i E., 1970. La géologie et la tectonique de la Plateform Amazonienne. - Geol. Rund. 59 (3): 1232-1253.
- T u r n e r J.C.M., 1972. Cordillera Oriental. Geologia Regional Argentina. - Acad. Nac. de Ciencias, p. 117-142, Córdoba.
- UNESCO and ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR, 1973. Explanatory note. - Tectonic Map of Europe, Paris.
- V a r e l a R., C i n g o l a n i C.A., 1975. Nuevas edades radiométricas del basamento aflorante en el perfil del Cerro Pan de Azúcar-Cerro del Corral y consideraciones sobre la evolución geocronológica de las rocas ígneas de las Sierras Australes, Provincia de Buenos Aires. - VI° Cong. Geol. Argentino, Actas (in press).
- W e r n i c k E., 1967. Geologia de Região de Amparo. - Bol. Paran. Geoc., 26: 40-41, Curitiba.

Table 1

Tentative outline of the evolution of the Amazonic Craton

Age (m.y.)	Events	Lithostratigraphic units
500-1000	Brasiliano	Prosperança, Prainha and Riozinho do Afrisio formations (molassoids). Alto Paraguay Group (molasse).
900-1300	Reactivation	Jangada, Escobar, Araras, Corumbá, Bodoquena, Itapocumi Groups (marginal basins correlative to the Paraguay-Araguaia miogeosyncline).
1400-1700	Reactivation	Cubencranquén, Cadiueus, Palmeiral, Acari, Amoguija formations (acidic-intermediary effusives and molassoids).
1800-2600	Trans-Amazonic	Gorotire, Beneficente, Dardanelos, Mutum-Parana, Roraima formations (molassoids).
		Uatumá, Sobreiro, Iriri, Surumu, Kuyumini, Iwokrama, Cuchivero formations (acidic-intermediary effusives).
		Rio Fresco, Muruwa and Cinaruco formations (molasses).
more than 2600	Jequié and Guriense	Amapá and Grão Pará Groups, Orapu-Bonidoro, Armina-Rosebel, Paramaca, Paramaka and Morowijne Series.
		Barama-Mazaruni, Coeroeni-Fallawatra, Kanuku, Imataca Complexes, the basement of the Grão-Pará Group and other nuclei

Table 2

Tentative outline of the evolution of the São Francisco Craton

Age (m.y.)	Events	Lithostratigraphic units
500-1000	Brasiliano	Três Marias Formation (molasse) Bambui Group (platform cover correlative to the geosynclinal units)
500-800	Reactivations	Alkaline intrusions (ca. 760 m.y.) isotopically rejuvenated belt (500-600 m.y.)
1300-1000 (?)	Uruaçuano (?)	Espinhaço, Chapada Diamantina, Santo Onofre Groups (metamorphism ca. 1000 m.y.) Itacolomi Group (?)
1300-1700	Reactivation	Basic and ultrabasic intrusions
1800-2600	Transamazonic	Minas Supergroup, Paraíba and Juiz de Fora Series
2600-300	Jequié	Mantiqueira Series, Rio das Velhas Supergroup and Jequié-Caraíba Complexes
more than 3000	Guriense	Bação Complex

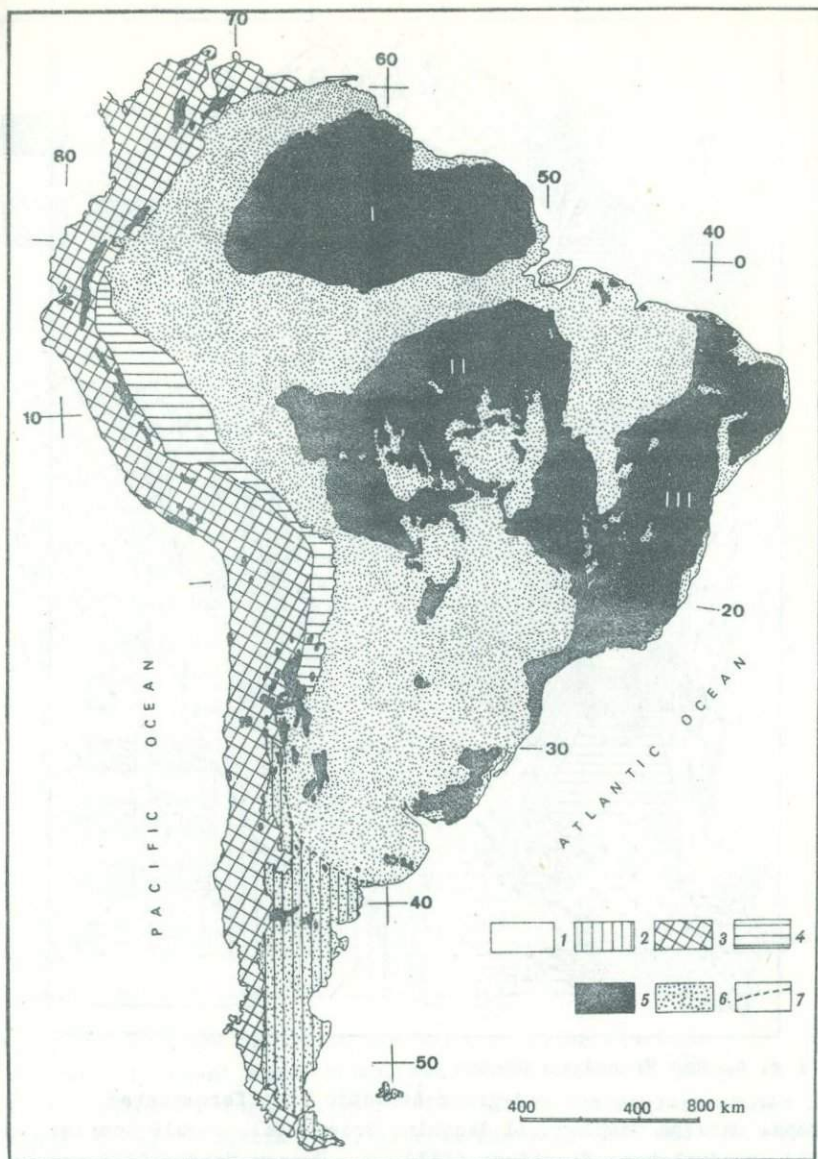


Fig. 1. The major geotectonic units of South America
 1 - South American Platform. 2 - Patagonian Platform. 3 - Andean Chain. 4 - Sub-Andean Foredeep. 5 - Brasiliano and older exposed basement; remobilized in the Patagonian Platform and the Andean Chain; in the South American Platform: Guiana Shield (I), Central Brazilian Shield (II), Atlantic Shield (III). 6 - Phanerozoic sedimentary and volcano-sedimentary covers. 7 - Southern limit of the South American Platform

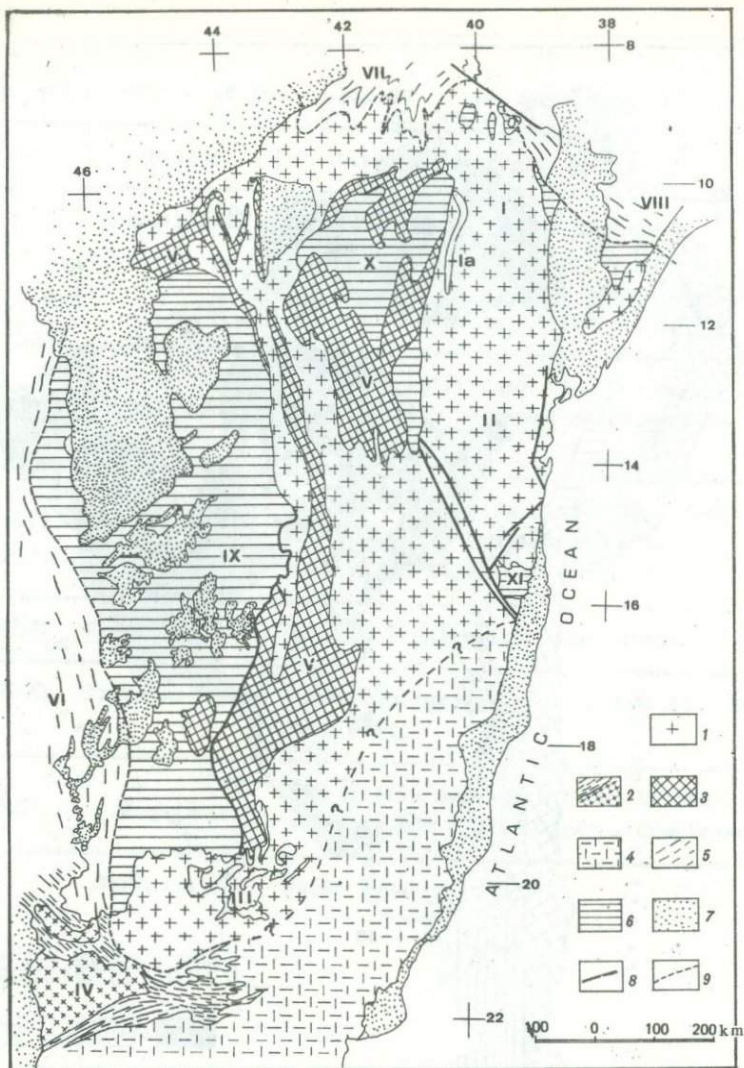


Fig. 4. São Francisco Craton

1 - Pré-Trans-Amazonic and Trans-Amazonic undifferentiated areas. Caraiba Complex (I) Jacobina Group (Ia), Jequié Complex (II), Quadrilátero Ferrífero (III). 2 - Uruaçu Folded Belt and Guaxupe Massif (IV). 3 - Espinhaço Belt and related covers on the Diamantina Plateau (V). 4 - Trans-Amazonic areas rejuvenated during the Brasiliano Cycle. 5 - Brasiliano units: Brasília Folded Belt (VI), Northeastern Folded Region (VII), Sergipano Folded Belt (VIII). 6 - Sedimentary covers correlative of the Brasiliano Cycle: Bambuí Group in the São Francisco Basin (IX) and in the Salitre-Jacaré Basin (X), Rio Pardo Basin (XI). 7 - Phanerozoic sedimentary covers. - 8 - Major faults. 9 - Craton limit

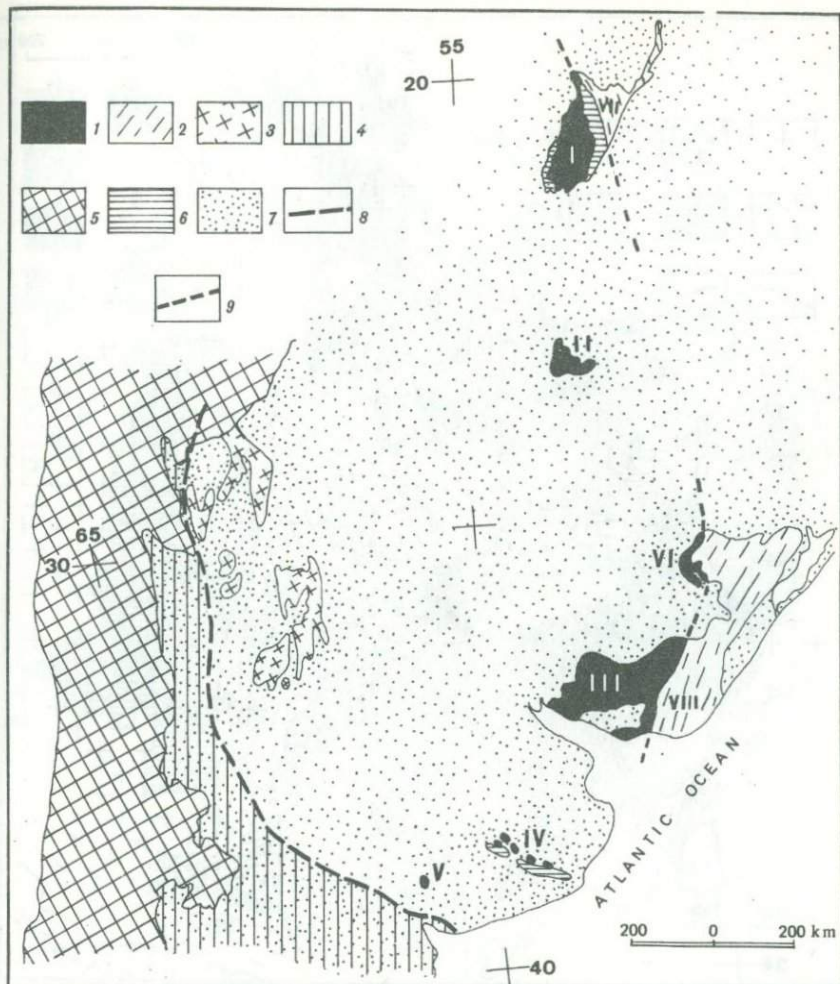


Fig. 5. Southern region of the South American Platform

1 - Craton basement expositions. Amazonic craton: Apa River (I) and Eastern Paraguay massifs (II). Rio de La Plata craton: Uruguay (III), Tandilia' (IV), Sierras Australes (V) and Rio Grande do Sul (?) (VI). 2 - Folded belt and region of the Brasiliano Cycle: Paraguay-Araguaia Belt (VII), Southeastern Region (VIII). 3 - Sierras Pampeanas massifs. 4 - Patagonian Platform. 5 - Andean Chain. 6 - Sedimentary covers correlative of the Brasiliano Cycle. 7 - Phanerozoic sedimentary and volcano-sedimentary covers. 8 - Southern limit of the South American Platform. 9 - Craton border

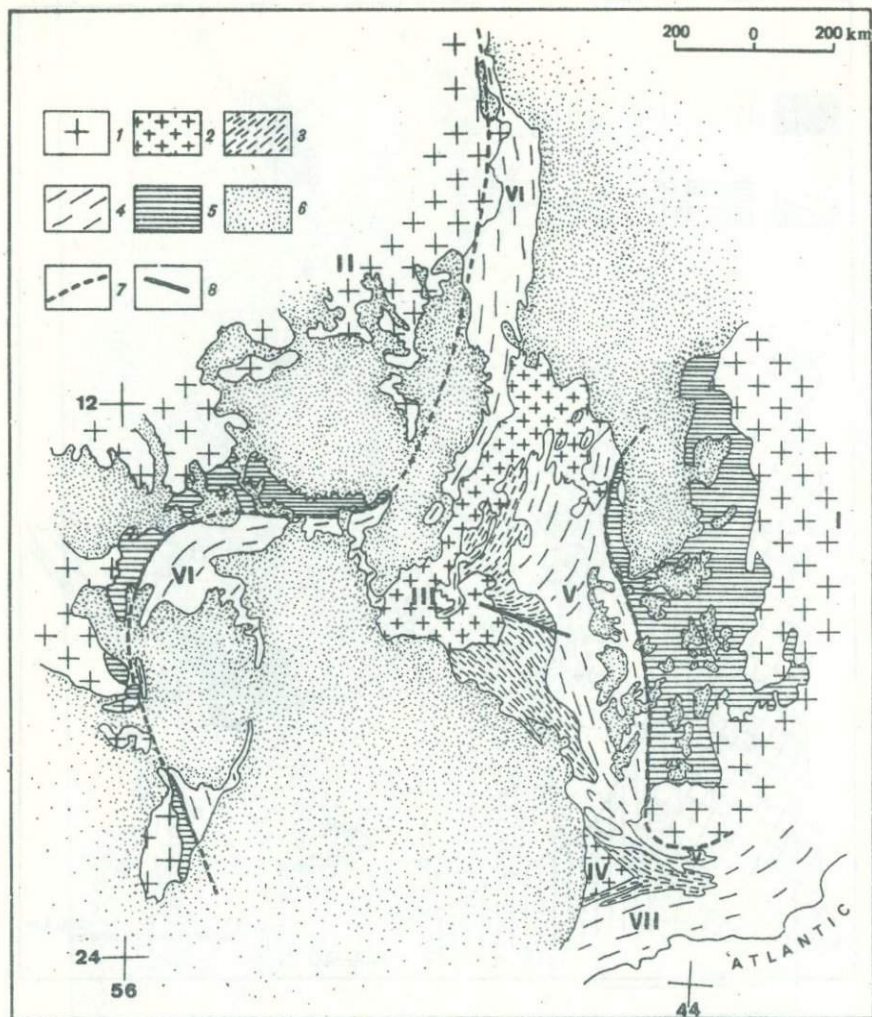


Fig. 6. Central Brazilian Region of the South American Platform
 1 - Cratons: São Francisco (I) and Amazonic (II). 2 - Massifs: Goiás Central (III) and Guaxupé (IV). 3 - Uruaçu Folded Belt. 4 - Folded belts and region of the Brasiliano (Cycle: Brasília Belt (V), Paraguay-Araguaia (VI), Southeastern (VII)). 5 - Sedimentary covers correlative of the Brasiliano Cycle. 6 - Phanerozoic sedimentary and volcano-sedimentary covers. 7 - Craton border. 8 - Pirenopolis structural feature

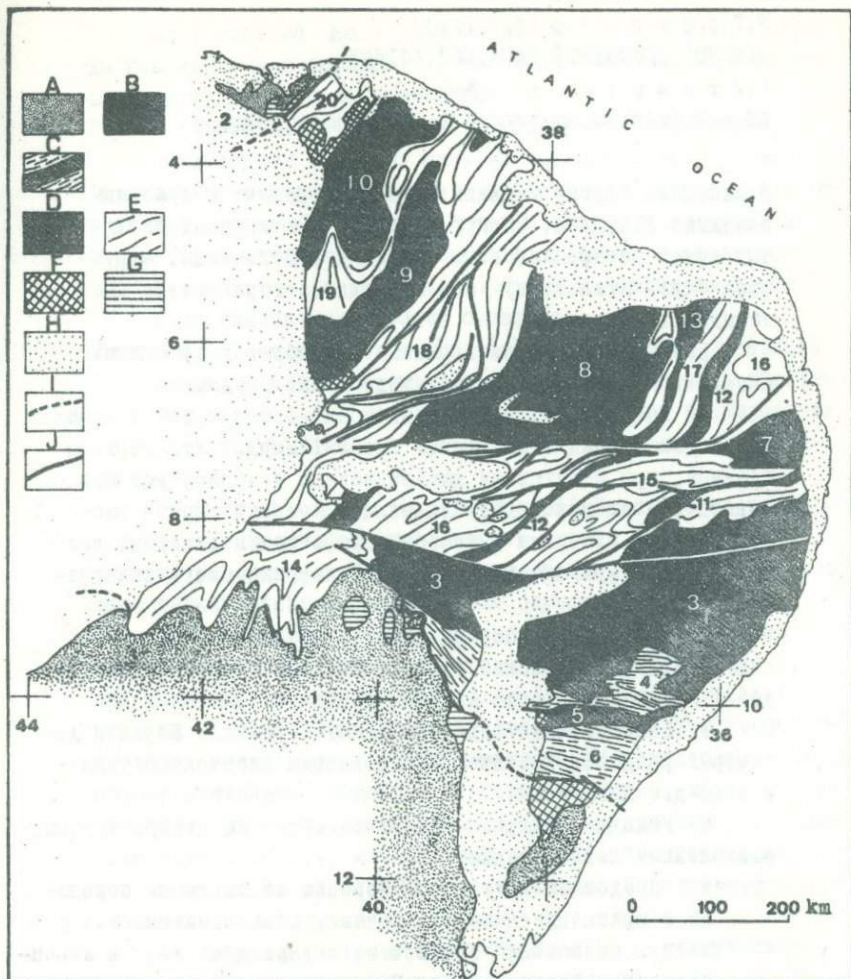


Fig. 7. Northeastern Region of the South American Platform
 A - São Francisco (1) and São Luis (2) Cratons. B - Pernambuco-Alagoas Massif (3). C - Sergipano Folded Belt: inner zone (4), geanticline (5) and outer zone (6). D - Northeastern Folded Region Median massifs: Teixeira (7), Rio Piranhas (8), Troia (9), Santa Quitéria (10). Geanticlines: Camalau (11), Nova Floresta (12), Acari (13). E - Northeastern Region Folded Systems: Riacho do Pontal (14), Pajeu-Paraíba (15), Piancó-Alto Brigida (16), Serido (17), Jaguaribe (18), Curu-Independência (19), Médio Coreau (20). F - Molasse basins of the Brasiliano Cycle. G - Sedimentary covers correlative of the Brasiliano Cycle. H - Phanerozoic sedimentary covers. I - Craton limit. J - Major faults

Р.Т р о м п е т т (Франция)
ВЕРХНИЙ ДОКЕМБРИЙ ЗАПАДНОЙ АФРИКИ
R. T r o m p e t t e (France)
LE PRECAMBRIEN SUPERIEUR EN AFRIQUE DE L'OUEST

В Западной Африке верхний докембрий развит в кратонных впадинах (Таудени, Тиндуф, Вольта) и в краевых складчатых зонах панафриканского (Рокелиды, Дагомеиды, Фарузская складчатая зона) или каледонско-герцинского (Мавританиды) возраста.

Данные о границах верхнего докембрия в кратонных впадинах и в складчатых зонах довольно скудны.

Во впадине Таудени нижняя граница совпадает с началом седиментации с возрастом около I млрд. лет. Верхняя граница, при отсутствии датированного кембрия, условно проводится по красноцветной толще, которая широко распространена и служит литостратиграфическим репером; иногда ее рассматривают как молассу Панафриканского складчатого пояса.

Мы опишем два опорных разреза кратонного верхнего докембрия: Мавританский Адрар (западная часть впадины Таудени) и северную часть впадины Вольта.

I. Мавританский Адрар (впадина Таудени). Верхний докембрий разделен несогласно залегающим горизонтом тиллитов на две надгруппы.

а) Нижняя надгруппа I расчленяется на четыре группы, разделенные несогласиями.

Группа I представлена главным образом обломочными породами с красноцветными формациями, образовавшимися в условиях повышенной солености, содержащими гипс и каменную соль. Возраст около 960 млн. лет.

Группы 2 и 3 характеризуются чередованием тонкозернистых обломочных пород и карбонатных отложений со строматолитами. Строматолитовая флора имеет большое сходство с верхнерифейской флорой СССР. Эта корреляция подтверждается радиометрическими датировками: 880, 844, 837 и 755 млн. лет. В основании группы 2 имеется несогласие, возможно ледникового происхождения.

Группа 4, которая начинается формациями, возможно имеющими перигляциальную природу, сложена тонкозернистыми обломочными породами.

б) В верхней части разреза надгруппа 2 включает породы как верхнедокембрийского, так и палеозойского возраста, она подразделяется на три группы.

Группа 1 несогласно залегает на надгруппе 1; разрез ее представлен триадой: континентальный тиллит - карбонатные породы с баритом - вулканогенно-осадочные кремни; с ними ассоциируют зеленые сланцы и алевролиты.

Группа 2 залегает трансгрессивно и включает красноватые песчанистые известняки и аргиллиты, образовавшиеся в обстановке повышенной солености.

Группа 3 залегает на подстилающей согласно и представлена красными песчаниками, в нижней части - континентальными, в верхней - морскими, с беззамковыми брахиоподами. Брахиоподы отмечают границу между кембрием и ордовиком.

П. Северная часть впадины Вольта. Здесь также присутствует выше несогласия характерная триада.

а) Надгруппа 1, часто называемая нижним вольтием, сложена тонкозернистыми обломочными породами.

б) Надгруппа 2 подразделяется на две группы. Внизу, несогласно на надгруппе, залегает группа Оти, или средний вольтий; она начинается триадой, сходной с триадой впадины Таудени. Выше залегает ленточно-слоистая фосфатсо-держущая толща и мощная зеленоцветная флишеподобная формация, предположительно вендского возраста (620 млн. лет). В верхней части разреза, на группе Оти, местами несогласно залегает группа Обосум, или верхний вольтий, представленная красными, часто грубообломочными толщами с пачками флювиогляциальных пород.

Корреляция разрезов возможна благодаря присутствию упомянутой выше триады, развитой в обеих впадинах. В верхнем докембрии Западной Африки различаются две надгруппы: нижняя, для которой характерно эпиконтинентальное осадконакопление с чередованием обломочных и карбонатных (со строматолитами) пород, и верхняя, вендского возраста, на чашу которой отвечает материковое оледенение.

Во впадине Вольта близость Дагомейской складчатой зоны позволяет увязать осадконакопление и тектонические события. Появление покровов в складчатой зоне произошло после седиментации Оти; группа Обосум интерпретируется

как моласса Дагомейской складчатой зоны. Таким образом, последняя значительная фаза складчатости являлась после-вендской и имела место приблизительно на рубеже декабря и палеозоя. Красноцветные формации надгруппы 2, вероятно, отчасти принадлежат к палеозою.

Le Précambrien supérieur occupe de vastes zones en Afrique de l'Ouest. Il participe à l'édification soit de vastes bassins cratoniques alors le plus souvent en association avec le Paléozoïque, soit de chaînes plissées d'âge pan-africain ou calédonno-hercynien.

Le but de cette note est de donner une idée générale et schématique de ce Précambrien supérieur ouest-africain, tout en indiquant dans la bibliographie les principaux ouvrages récents traitant plus en détail de ce sujet.

I. Structure de l'Ouest Africain - Limites et subdivisions du Précambrien Supérieur

L'ouest africain est occupé par un vaste craton stabilisé autour de 1800 MA portant une mince couverture discontinue de sédiments du Précambrien supérieur et du Paléozoïque constituant (fig. 1): le bassin de Tindouf au nord-ouest, au centre le vast bassin de Taoudeni et au sud-est le bassin des Volta.

Sur ses bordures, le craton ouest africain est frangé de zones mobiles. A l'Ouest la chaîne calédonno-hercynienne des Mauritonides, au Sud-ouest la chaîne pan-africaine qui englobe les Rokelides qui, sous l'apophyse guinéenne du bassin de Taoudeni, semble représenter un diverticule des Mauritanides, à l'Est les Dahomeyides qui, vers le Nord, se poursuivent par la chaîne du Gourma et la chaîne pharusienne du Hoggar occidental (fig. 1). Ces chaînes sont constituées schématiquement de trois types de matériaux: du socle ancien soit archéen soit protérozoïque inférieur repris, des sédiments plus ou moins métamorphiques d'âge Précambrien supérieur, voire plus récents pour les Mauritanides, et des formations d'origine et d'âge inconnus.

Dans les zones cratoniques, la limite inférieure du Précambrien

supérieur peut être fixée, en se basant sur de rares âges radiométriques, aux alentours de 1000 MA. La limite supérieure est par contre beaucoup plus difficile à préciser, en effet le Cambrien n'est pas paléontologiquement caractérisé, les premiers bons fossiles stratigraphiques étant les graptolites du Silurien. Force nous est donc de prendre pour limite supérieure du Précambrien supérieur une limite lithostratigraphique: ce sera le mur de séries détritiques rouges qui, nous aurons l'occasion de la constater, se situent non loin de la limite Précambrien-Paléozoïque.

Dans la majeure partie de la zone cratonique le Précambrien supérieur peut-être subdivisé en deux unités lithostratigraphiques par une tillite jalonnant une discordance généralement peu marquée. Nous distinguerons donc un groupe inférieur ou infra-tillitique et un groupe supérieur ou supra-tillitique.

Par comparaison avec l'échelle stratigraphique d'U.R.S.S. nous pouvons, en première approximation, assimiler le groupe inférieur au Riphéen supérieur et le groupe supérieur au Riphéen terminal ou Judomien. En Afrique de l'Ouest, seule la partie supérieure du Riphéen serait donc représentée.

II. LE PRECAMBRIEN SUPERIEUR DES ZONES CRATONIQUES

L'extrémité méridionale du bassin de Tindouf est constituée essentiellement par du Paléozoïque. Toutefois J.Sougy (1964) et J.Destombes, J.Sougy et S.Willefert (1969) attribuent un âge précambrien supérieur au groupe d'El Thethyate où dominent les dolomies, certaines renfermant des stromatolites aux formes voisines de ceux du 15 groupe d'Atar de l'Adrar de Mauritanie (voir ci-dessous).

Mais c'est surtout dans le bassin de Taoudeni, et à un degré moindre dans le bassin des Volta, que le Précambrien supérieur affleure largement.

1. Le Précambrien supérieur du bassin de Taoudeni

Le Précambrien supérieur frange au Nord et au Sud le bassin de Taoudeni (fig. 1). Nous le décrivons en Adrar de Mauritanie là où il est actuellement le mieux connu (R.Trompette, 1973). Il comprend (fig. 2) de bas en haut deux supergroupes discordants.

Le supergroupe 1, ou inférieur, est subdivisé en 4 groupes discordants. A la base le groupe de Char grés-argileux, puis les groupes d'Atar et de Tifounke essentiellement carbonatés avec une très belle flore de stromatolites qui, selon J.Bertrand-Sarfati (1972), est très voisine de celle du Riphéen supérieur d'U.R.S.S.

et enfin, au sommet, le groupe gréseux de l'Assabet el Hassiane. Des études radiométriques par la méthode Rb/Sr sur illites (N. Clauer, 1973 et 1975) donnent un âge de 964 ± 34 MA ($\lambda = 1,47 \cdot 10^{-11} \text{ an}^{-1}$) pour la partie supérieure du groupe de Char et des âges s'échelonnant de 860 ± 35 MA à 754 ± 65 MA pour le groupe d'Atar.

Le supergroupe 2, ou supérieur, comprend 3 groupes. A sa partie inférieure le groupe de Bthaat Ergil débutant par une tillite associée à des calcaires à barytine et des silixites (c'est la triade classique dans tout le bassin de Taoudeni) et se poursuivant par des shales plus ou moins siliceux verts datés de 580 ± 42 MA (N. Clauer, 1975). A sa partie médiane, le groupe grés-argilo-carbonaté de la Falaise d'Atar passe progressivement au groupe des Grès du Plateaux d'Oujeft qui constituent la partie supérieure du supergroupe 2. L'ensemble Groupe de la Falaise d'Atar et Groupe des Plateaux d'Oujeft constitue un ensemble détritique rouge à faciès évaporitique à la base et plutôt à faciès Vieux ou Nouveaux Grès Rouges vers le sommet. Au sommet du groupe des Plateaux d'Oujeft deux faunules de Brachiopodes inarticulés indiquent approximativement la limite Cambrien-Ordovicien.

Le supergroupe 1, caractérisé en Adrar et sur la bordure nord-ouest du bassin de Taoudeni par l'abondance des roches carbonatées à stromatolites devient entièrement gréseux dans l'Affolé (C. Bense, 1964) et à dominante gréseuse sur toute la bordure sud du bassin de Taoudeni du Sénégal à l'Ouest à la frontière nigéro-malienne à l'Est (J.-P. Bassot, 1966; R. Dars, 1961; R. Reichelt, 1972).

2. Le Précambrien supérieur du bassin des Volta

Les travaux de P. Affaton (1975), N.A. Bozhko (1969), N.K. Grant (1969), J.-C. Leprun et R. Trompette (1969), R.S. Saunders (1970) et J. Sougy (1971) permettent de distinguer 3 unités lithostratigraphiques (fig. 2) qui sont de bas en haut: le groupe de Dapango-Bombouaka, le groupe de la Pendjari ou Oti et le groupe de l'Obosum.

Le groupe de Dapango-Bombouaka (P. Affaton, 1975) infratillitique est essentiellement gréseux. Son âge est inconnu. Le groupe de la Pendjari ou Oti, discordant, débute par la triade déjà décrite dans le bassin de Taoudeni et se poursuit par des lentilles de phosphates et une épaisse formation flyschöide verte qui renferme, selon N.A. Bozhko (1969), des stromatolites et des spores du Riphéen terminal et est datée 620 MA (K/Ar sur une glauconie). Le groupe de l'Obosum discordant est constitué d'une formation détritique, souvent grossière, rouge, considérée par N.A. Bozhko (1969) et N.K. Grant (1969) comme représentant la molasse des Dahomeyides.

3. Correlations - Conclusions

Trois grandes unités lithostratigraphiques se retrouvent aussi bien dans le bassin de Taoudeni que dans le bassin des Volta. A la base un groupe grés-carbonaté ou franchement gréseux renfermant localement une flore de stromatolites du Riphéen supérieur. A la partie médiane un groupe discordant débutant par la triade tillite (s.s.) - calcaire à barytine-silexite et se poursuivant par des shales verts, épais, grauwackeux et à faciès flyschoides dans le bassin des Volta où ce groupe renferme des stromatolites du Riphéen terminal. A la partie supérieure, en concordance (bassin de Taoudeni) ou en discordance (bassin des Volta), un groupe détritico-rouge essentiellement continental d'âge mal connu mais probablement pro-parte Paléozoïque qui, dans le bassin des Volta, est postérieur à la surrection des Dahomeyides située autour de 600 M.A.

Le groupe inférieur est caractérisé par une sédimentation épicontinentale dans des bassins très peu profonds probablement isolés. Le groupe moyen, largement transgressif, présente en gros le même faciès sur tout l'Ouest africain (un seul bassin?) avec notamment à la base la triade. Il traduit une sédimentation dans un contexte moins stable avec apparition, dans le bassin des Volta, de faciès flyschoides. Enfin le groupe supérieur représente une série continentale rouge.

III. LE PRECAMBRIEN SUPERIEUR DES ZONES MOBILES

Le Précambrien supérieur participe également à l'édification des chaînes qui bordent le craton Ouest africain. Mais, souvent très plissé et plus ou moins métamorphisé, il est difficile à étudier. D'une façon générale c'est dans les unités les plus externes, peu métamorphiques de ces chaînes qu'il est le plus aisé à caractériser.

1. Les Mauritanides

La chaîne des Mauritanides (J.Sougy, 1969), d'âge calédonno-hercynien, s'étend de l'Est du Sénégal jusqu'au Sud marocain. Dans sa moitié méridionale elle est déversée sur le bassin de Taoudeni (fig. 1). Le Précambrien supérieur n'y est représenté que par le supergroupe 2.

Le supergroupe 1 n'a jamais pu y être identifié avec certitude. Au sein des unités externes des Mauritanides, notamment au Sénégal (J.-P.Bassot, 1966), le supergroupe 2 s'épaissit. La "tillite", qui passe à une mixtite, est souvent interstratifiée avec de très épaisses formations volcaniques acides et basiques. Les sile-

xites s'enrichissent en fer et donnent des jaspes rouges à hématite. La série argileuse verte devient grauwackeuse. Au dessus affleurent d'épaisses formations détritiques rouges qui, au Sénéral oriental, sont impliquées dans les plissements.

2. Les Rokelides

La chaîne des Rokelides, qui s'étend en Sierra Leone et au Liberia, est interprétée par P.M.Allen (1968 et 1969) comme une chaîne géo-synclinale pan-africaine où les derniers plissements dateraient d'environ 600 M.A. Elle est constituée de socle remobilisé et de sédiments dont au moins une partie est susceptible d'appartenir au Précambrien supérieur. Ces sédiments plissés, peu métamorphiques (faciès schistes verts), ou groupe de la Rokel river, peuvent être subdivisés en un ensemble inférieur (formations de Tabe, de Makani et de Teye) argilo-gréseux, épicontinental et un ensemble supérieur (formations de Mabole, de Taia et de Kasewe Hills) détritique avec d'importantes intercalations volcaniques. Au-dessus, discordante, la formation de Taban peu plissée, non métamorphique, constituée de grès, d'arkoses souvent rouges est interprétée par P.M.Allen (1968 et 1969) comme la molasse des Rokelides.

En l'absence du niveau repère que constitue la tillite il est bien difficile de discuter de la position stratigraphique de ces formations. Toutefois, par comparaison avec le Sud du bassin de Taoudeni et des Mauritanides (Sénégal oriental et Guinée), il est possible à titre d'hypothèse de situer l'ensemble inférieur du groupe de Rokel river dans le supergroupe 1 infratillitique et l'ensemble supérieur dans le supergroupe 2 qui, comme au Sénégal oriental, comporterait un important volcanisme à sa partie inférieure. La formation de Taban serait alors l'équivalent du groupe de l'Obosum dans le bassin des Volta.

3. Les Dahomeyides

Du Ghana au Sud, au Niger au Nord (fig. 1), la chaîne des Dahomeyides chevauche le bassin des Volta, ce qui facilite grandement les comparaisons entre les stratigraphies du bassin et de la chaîne. Les Dahomeyides comprennent d'Ouest en Est trois unités structurales (P.Affaton, 1975): le Buem ou unité de la zone des collines, l'unité de l'Atacora et l'unité du socle du Dahomey.

L'unité du Buem est, en première approximation, l'équivalent du groupe de la Pendjari ou Oti (P.Affaton, 1975; N.A.Bozhko, 1969; N.K.Grant, 1969). On y retrouve notamment des jaspes rouges, des mixtites, des niveaux phosphatés ainsi qu'un volcanisme spilitique

qui était inconnu dans le bassin. Quant à l'unité de l'Atacora, R.M.Shackleton (1971) a montré, au Nord d'Accra, qu'elle représentait le groupe de Dapango-Bombouaka plissé et métamorphisé. Quant à l'unité du socle du Dahomey elle est probablement constituée de vieux socle, essentiellement éburnéen, remobilisé et de sédiments du bassin des Volta souvent non reconnaissables parce que trop métamorphiques.

Le couple bassin des Volta - Dahomeyides est particulièrement intéressant à étudier car c'est pratiquement le seul exemple en Afrique de l'Ouest où l'on puisse voir, au sein du Précambrien supérieur, le passage entre les faciès de craton et ceux de zone mobile.

4. La chaîne pharusienne

D'est un tronçon de la chaîne pan-africaine qui prolonge les Dahomeyides par l'intermédiaire de la chaîne du Gourma. R.Caby (1970) y distingue deux unités inférieures plissées et métamorphisées par l'orogénèse pharusienne. Ce sont à la base la "série à stromatolites", carbonatée et détritique qui renferme des stromatolites très voisins de ceux du groupe d'Atar (J. Bertrand-Sarfati, 1972), et au sommet, la "série verte" volcano-détritique riche en grauwackes. L'unité supérieure, ou série pourprée, discordante, faiblement plissée, peu ou pas métamorphique, est interprétée comme la molasse de la chaîne pharusienne. Elle est subdivisée en deux (R.Caby et H.Moussu, 1967), à la base la série du Tagengan't flychoïde verdâtre qui renfermerait l'équivalent de la triade du bassin de Taoudeni associée à un volcanisme daté de 530 M.A., au sommet, parfois légèrement discordante, la série de Ouallen - In Semmen, détritique, rouge souvent grossière.

La série à stromatolites et la série verte rentrent probablement dans le supergroupe 1 infratillitique, alors que la série pourprée serait l'équivalent du supergroupe 2 (série du Tagengan't) et des formations rouges (série de Ouallen In Semmen).

5. Conclusions

Les deux unités lithostratigraphiques constituant le Précambrien supérieur du craton Ouest-africain se retrouvent dans les zones mobiles. L'unité inférieure, infratillitique, y est apparemment peu changée, avec notamment des faciès épicontinentaux. Par contre l'unité supérieure s'épaissit et s'enrichit d'épisodes volcaniques.

CONCLUSIONS

Le Précambrien supérieur d'Afrique de l'Ouest limité à la tranche de temps ~ 1000 M.A. - 570 M.A. comprend deux unités lithostratigraphiques. L'unité inférieure, grés-carbonatée, assez souvent riche en stromatolites est, en Adrar de Mauritanie, assimilable au Riphéen supérieur. L'unité supérieure, transgressive débutant par la triade, tillite - roche carbonatée - silexites, est, dans le bassin des Volta, assimilée par N.A.Bozhko (1969) au Riphéen terminal. Enfin, l'unité rouge semble être à cheval sur la limite Précambrien - Paléozoïque.

Toutefois les quelques données radiométriques que nous possédons, bien que de valeur inégale, suggèrent qu'à l'échelle de l'Ouest africain, ces unités lithostratigraphiques pourraient bien être hétérochrones. C'est ainsi, par exemple, que l'unité argileuse supra-tillite semble plus jeune dans la chaîne pharusienne (série de Tagengan't) que dans les Dahomeyides (Oti - Pendjari). Ces observations rejoignent les conclusions de M.W.McElhinny, J.W.Giddings et B.J.J.Embleton (1974) selon lesquelles, en Afrique, la glaciation du Précambrien terminal serait bien induite par la proximité du pôle qui, à cette époque, se déplace très rapidement sur la frange occidentale du continent africain (fig. 3). Cette glaciation serait alors plus jeune en Afrique de l'Ouest qu'en Afrique centrale. Selon J.D.A.Piper (1974), cette conclusion pourrait être étendue aux événements tectoniques (phases, sédiments) qui eux aussi seraient, à un certain degré, dépendants du déplacement du pôle.

REFERENCE

- A f f a t o n P., 1975. Etude géologique et structurale du Nord-Ouest Dahomey, du Nord Togo et du Sud-Est de la Hte-Volta. - Trav. Lab. Sci. Terre, St-Jérôme, Marseille, B, N 10, 201 p., 96 fig., 9 tabl.
- A l l e n P.M., 1968. The stratigraphy of a geosynclinal succession in Western Sierra Leone, West Africa. - Geol. Mag., 105, p. 62-73, 2 fig.
- A l l e n P.M., 1969. The geology of part of an orogenic belt in Western Sierra Leone, West Africa. - Geol. Rundschau, Bd 58 (2), p. 588-620, 8 fig.
- B a s s o t J.-P., 1966. Etude géologique du Sénégal oriental et de ses confins guinéomaliens. - Bull. Minist. Comm. Industr. Artisanat., Direct. Mines Géol., Dakar, N 1, 322 p., 44 fig., 3 tabl., 9 pl. photo.

- B e n s e C., 1964. Les formations sédimentaires de la Mauritanie méridionale et du Mali nord-occidental (Afrique de l'Ouest). - Mém. Bur. Rech. Géol. Min., Paris, N 26, 270 p., 60 fig., 20 pl. h.-t., 2 cartes.
- B e r t r a n d - S a r f a t i J., 1972. Stromatolites columnaires du Précambrien supérieur du Sahara nord-occidental. Inventaire, morphologie et microstructures des laminations. Correlations stratigraphiques. - Publ. Centre Rech. zones arides, C.N.R.S., sér. géol., N 14, 245 + XXXVII p., 65 fig., 16 tabl., XXIX pl. photo.
- B l a c k R., 1967. Sur l'ordonnance des chaînes métamorphiques en Afrique occidentale. - Chron. Mines Rech. Min. Paris, N 364, p. 225-238.
- B o z h k o N.A., 1969. Stratigraphy and tectonics of the Voltaïan basin. - Ann. Fac. Sci. Univ. Clermont-Ferrand, Géol. Minéral., 41, 19, p. 3-4.
- C a b y R., 1970. La chaîne pharusienne dans le Nord-Ouest de l'Ahaggar (Sahara central, Algérie); sa place dans l'orogénèse du Précambrien supérieur en Afrique. Thèse Univ. Montpellier, 336 p., 329 fig., photo et tabl., 5 cartes.
- C a b y R., M o u s s u H., 1967. Une grande série détritique du Sahara: stratigraphie, paléogéographie et évolution structurale de la "série pourprée" dans l'Aseg'rad et le Tanezrouft oriental (Sahara algérien). - Bull. Soc. géol. Fr. (7), IX, p. 876-882, 3 fig.
- C l a u e r N., 1973. Utilisation de la méthode rubidium-strontium pour la datation de niveaux sédimentaires du Précambrien supérieur de l'Adrar mauritanien (Sahara occidental) et la mise en évidence de transformations précoces des minéraux argileux. - Géochim. Cosmochim. Acta, v. 37, p. 2243-2255, 3 fig., 1 tabl.
- C l a u e r N., 1975. Dating of sedimentary minerals and rocks: possibilities of the Rb/Sr method and application to the Upper Precambrian from the West African craton. - Symp. "Correlation of the Precambrian", Moscow, Abstr. p. 67-68.
- C l i f f o r d T.N., 1970. The structural framework of Africa. - In African magmatism and tectonics T.N.Clifford et I.G.Gass edit., Oliver Boyd, p. 1-26.
- D a r s R., 1961. Les formations sédimentaires et les dolérites du Soudan occidental (Afrique de l'Ouest). - Mém. Bur. Rech. Géol. Min., Paris N 12, 329 p., 5 tabl., 27 pl., 1 carte.

- Destombes J., Sougy J., Willefert S., 1969. Revisions et découvertes paléontologiques (Brachiopodes, Tribolites et Graptolites) dans le Cambro-Ordovicien du Zemmour (Mauritanie septentrionale). - Bull. Soc. géol., Fr. (7), XI, p. 185-206, 8 fig., 2 pl. h.-t.
- Deynoux M., 1971. Essai de synthèse stratigraphique du bassin de Taoudeni (Précambrien supérieur et Paléozoïque d'Afrique occidentale). - Trav. Lab. Sci. Terre. St-Jérôme, Marseille, B, 3, 71 p., 12 fig., 9 tabl.
- Deynoux M., Sougy J., Trompette R. (à paraître). - Lower Palaeozoic rocks of Western Africa. - In "Lower Palaeozoic rocks of the world" H.Holland edit, Wiley.
- Dillon W.P., Sougy J.M.A., 1974. Geology of West Africa and Canary Cape Verde Islands. - In "The ocean basins and margins" A.E.M.Nairn et F.G.Stehli edit., vol. 2, p. 315-390, 15 fig.
- Grant N.K., 1969. The late Precambrian to early Paleozoic pan-african orogeny in Ghana, Togo, Dahomey and Nigeria. - Bull. Soc. Geol. Amer., 80, p. 45-56, 5 fig., 2 tabl.
- Grant N.K., 1973. Orogeny and reactivation to the West and Southeast of the West african craton. - In "The ocean basins and margins" A.E.M.Nairn et F.G.Stehli edit., vol. 1, p. 447-492, 14 fig., 3 tabl.
- Leprun J.-C., Trompette R., 1969. Subdivision du Voltaïen du massif de Gbongou (République de Haute-Volta) en deux séries discordantes séparées par une tillite d'âge éocambrien probable. - C.R. Acad. Sci., Paris, D, 269, p. 2187-2190, 3 fig.
- McElhinny M.W., Giddings J.W., Embleton B.J.J., 1974. Palaeomagnetic results and late Precambrian glaciations. - Nature, vol. 248, p. 557-561, 4 fig., 1 tabl.
- Michard A., Sougy J.M.A. (à paraître). - L'orogénèse hercynienne à la lisière nord-ouest de l'Afrique (structure des chaînes primaires du Maroc au Sénégal). - Colloque intern. C.N.R.S., Rennes sept-oct, 1974: "La chaîne varisque d'Europe moyenne et occidentale".
- Piper J.D.A., 1973. Latitudinal extent of Late Precambrian glaciations. - Nature, vol. 245, p. 342-344, 1 fig., 1 tabl.
- Piper J.D.A., 1974. Proterozoic crustal distribution, mobile belts and apparent polar movements. - Nature, vol. 251, p. 381-384, 5 fig.

- P i p e r J.D.A., B r i d e n J.C., L o m a x K., 1973. Precambrian Africa and South America as a single continent. - Nature, vol. 245, p. 244-248, 5 fig., 2 tabl.
- R e i c h e l t R., 1972. Géologie du Gourma (Afrique occidentale). Un "seuil" et un bassin du Précambrien supérieur - Stratigraphie, tectonique et métamorphisme. - Mém. Bur. Rech. Géol. Min, Paris, N 53, 213 p., 63 fig. et tabl., XIV pl. photo, 1 carte.
- S a u n d e r s R.S., 1970. Early Paleozoic orogeny in Ghana: foreland stratigraphy and structure. - Bull. Soc. Geol. Amer., 81, p. 233-240, 6 fig., 1 tabl.
- S h a c k l e t o n R.M., 1971. On the South-eastern increase in deformation and metamorphism at the margin of the Pan-African domain in Ghana. - Fift. ann. rep. Res. Inst. Afr. Geol. Leeds, p. 2-7, 3 fig.
- S o u g y J.M.A., 1964. Les formations paléozoïques du Zemmour noir (Mauritanie septentrionale). - Etude stratigraphique, pétrographique et paléontologique. Thèse Univ. Nancy, 679 p., 62 tabl., 15 tabl. h.-t., 77 fig., 50 pl. h.-t., 2 cartes.
- S o u g y J.M.A., 1969. Grandes lignes structurales de la chaîne des Mauritanides et de son avant-pays (socle précambrien et sa couverture infracambrienne et paléozoïque), Afrique de l'Ouest. - Bull. Soc. géol. Fr., (7), XI, p. 133-149, 5 fig.
- S o u g y J.M.A., 1971. Remarques sur la stratigraphie du Protérozoïque supérieur du bassin voltaïen; influence de la paléosurface d'érosion glaciaire de la base du groupe de l'Oti sur le tracé sinueux des Volta et de certains affluents. - C.R. Acad. Sci., Paris, D, 272, p. 800-803, 1 fig.
- T r o m p e t t e R., 1972. Présence, dans le bassin voltaïen, de deux glaciations distinctes à la limite Précambrien supérieur - Cambrien - Incidences sur l'interprétation chronostratigraphique des séries de bordures du craton ouest-africain. - C.R. Acad. Sci. Paris, D, 275, p. 1027-1030, 2 fig.
- T r o m p e t t e R., 1973. Le Précambrien supérieur et le Paléozoïque inférieur de l'Adrar de Mauritanie (bordure occidentale du bassin de Taoudeni, Afrique de l'Ouest). Un exemple de sédimentation de craton. Etude stratigraphique et sédimentologique. - Trav. Lab. Sci. Terre, St-Jérôme, Marseille (B), N 7, 702 p., 185 fig., XLVI + 4 tabl., 27 pl. photo, 1 carte.
- Z i m m e r m a n n M., 1960. Nouvelle subdivisions des séries antégothlandiennes de l'Afrique occidentale (Mauritanie, Soudan, Sénégal). - Rep. XXIst Sess., Intern. Geol. Congr. Norden, Copenhagen, part VIII; p. 26-36, 2 fig.

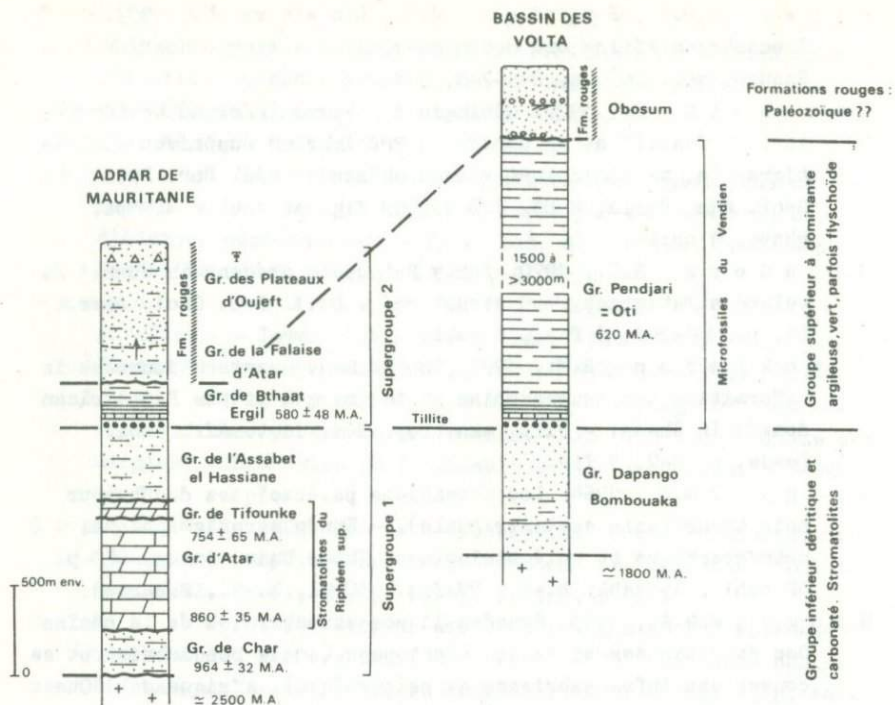
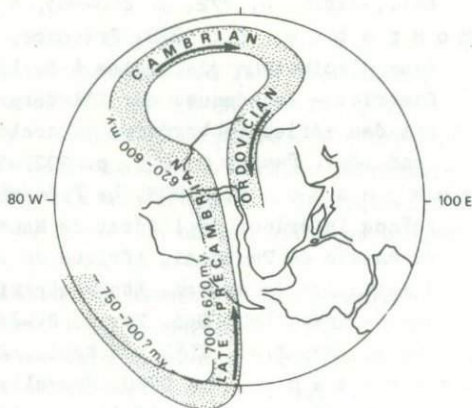


Fig. 2. Le Précambrien supérieur des zones stables de l'Ouest Africain

Fig. 3. Courbe de déplacement apparent du pôle à la fin du Précambrien supérieur d'après M.W. McElhinny, J.W. Giddings et B.J.J. Embleton (1974)



В.Д.Брюкнер, А.Фер-Мюрэ, Ю.А.Шубер
(Франция)
СРАВНЕНИЕ ДОКЕМБРИЙСКИХ СЕРИЙ НЬЮФАУНДЛЕНДА (КАНАДА)
И АНТИ-АТЛАСА (МАРОККО)

V.D.Bruckner, A.Faure-Muret, G.A.Choubert
(France)
COMPARISON OF PRECAMBRIAN SERIES OF NEWFOUNDLAND (CANADA)
AND ANTI-ATLAS (MOROCCO)

ВСТУПИТЕЛЬНЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Авторы этой статьи в течение многих лет изучали протерозойские серии с двух сторон северной части Атлантического океана: в Ньюфаундленде (юго-восточная часть), Канада (В.Д.Б.), и в Анти-Атласе, Марокко (А.Ф.М. и Ю.А.Ш.). Кроме того, А.Ф.М. и Ю.А.Ш. смогли посетить и детально осмотреть юго-восток Ньюфаундленда совместно с В.Д.Б. до и после Международного геологического конгресса (1972 г.). Со своей стороны В.Д.Б. принял участие в экскурсии в Анти-Атлас, организованной А.Ф.М. и Ю.А.Ш. в 1973 г.

Цель этой статьи — показать удивительное сходство между сериями верхнего и среднего протерозоя и между несогласиями, которые их отделяют, с двух сторон Атлантического океана. Мы сначала дадим краткое описание главных подразделений протерозоя в обеих странах, потом предложим возможную корреляцию и закончим несколькими словами о геохронологических возрастах.

Наде добавить, что кроме сходства фаций существуют и довольно значительные различия. В этом нет ничего удивительного, так как если восстановить географию сближенных материков, как это было до образования Атлантического океана (V.Choubert, 1935; Bullard et al., 1965 и другие), то получится, что расстояние между Марроко и Ньюфаундленом было равно 1400–1500 км в направлении с юга на север. В этих условиях полного сходства фаций разных серий ожидать никак нельзя (рис. 1).

Мы начнем с описания Ньюфаундленда, где стратиграфические серии протерозоя менее сложны и менее полны, чем в Марокко. Кроме того, мы будем их описывать сверху, так как легче идти от более известного к менее известному, т.е. от кембрия к архею.

1. НЬЮФАУНДЛЕНД (КАНАДА)

Главные тектонические подразделения (рис. 2)

Ньюфаундленд разделен двумя крупными тектоническими швами - разломом Довер-Ермитаж и разломом Кабот на три неравные части (Neale, 1972). На востоке располагается протерозойская платформа Авалона, слегка смятая авалонской складчатостью (Rodgers, 1972). В середине - мобильная зона Аппалачей, сложенная главным образом палеозоем с таконской и акадской складчатостями. В ней докембрий переработан палеозойскими движениями и стал трудно узнаваем. На западе - древний архейский массив (Лонг Рендж), омоложенный гренвильским ортогенезисом. Он образует западную платформу.

Мы опишем главным образом восточную часть, которая охватывает Авалонский полуостров.

Авалонская платформа (рис. 3 и 4)

В восточной части острова ясно различаются три комплекса (McCartney, 1967; Fletcher, 1972; Brückner, 1974, и др.).

Верхний комплекс^I состоит из серий ордовика и кембрия. Нам интересуют только нижняя его часть, т.е. группа Адейтона, сложенная красными, серыми и зеленоватыми мергелями с прослоями желваковых известняков (300 м). Эта формация содержит фауну нижнего и среднего кембрия. В западной части Авалонского полуострова средний кембрий содержит также туфы и основные лавы.

Обыкновенно слои группы Адейтона залегают несогласно на более древних породах. Самая древняя формация этого комплекса - кварциты Рандома - сохранилась только в западной половине Авалонской платформы, но и там она часто не полная, так как более молодые формации ее частично размывали (слабое несогласие).

Рандомская формация состоит главным образом из кварцитов, содержащих редкие прослойки сланцев. До последнего времени ее считали докембрийской, но в 1974 г. Дели и Андерсон нашли в них характерные следы неизвестных организмов, что позволило им отнести эту формацию к самой древней части кембрия (устное сообщение авторов).

^IМы переводим термин "assemblage", употребляемый Брюкнером, словом "комплекс".

Рандомские кварциты лежат несогласно на верхнем протерозое, который они энергично размывают (размытая часть может достигать 2000 м). Этот перерыв мог быть очень длительным.

Средний комплекс сложен терригенными, кластическими отложениями мощностью 5000 м. Эта серия образует зоны, отделенные одна от другой в направлении северо-восток - юго-запад (NE-SW) глубокими заливами: 1) Концепчен Бей - Св. Мари Бей, 2) Тринити Бей - Пласенция Бей. В каждой зоне употребляется своя локальная номенклатура, так как детальная корреляция представляет значительные трудности.

В восточной части это группа Кабот с формациями: 1) черных глин Св. Джонса, 2) главным образом красных песчаников Сигнал Хил и 3) Блек Хед. В средней части это группа Ходжеуотер и в западной - группа Мустраветон.

Обыкновенно стратиграфическая серия этих групп начинается морскими черными глинами (или сланцами) Св. Джонса, переходящими вверху в зеленоватые песчаники. В свою очередь эти песчаники перекрываются красными континентальными или речными молассами (песчаники и конгломераты). Это разрез группы Кабот.

В группе Ходжеуотер красные прослои появляются сравнительно низко, но зато их нет в верхней части серии, которая остается морской.

В группе Мустраветон, наоборот, конечные молассы очень мощные и содержат крупногалечные конгломераты. Зато черные базальные сланцы здесь отсутствуют.

Все эти терригенные осадки состоят почти исключительно из материала нижележащих вулканических и плутонических пород нижнего комплекса.

Только в группе Кабот можно встретить также и экзотические элементы: кварциты с серицитом среди галек конгломератов, гранат и мусковит в песчаниках (Perezik, 1973). Эти элементы, вероятно, принесены с востока, где на Гранд-Банке Ньюфаундленда Лилли (Lilly, 1966) обнаружил кварцитовый хребет.

В группе Кабот можно встретить прослойки кислых туфов, указывающих на следы вулканической деятельности во время отложения этих осадков.

Недавно было обнаружено резкое несогласие на берегу моря под утесами Ред Хед (на север от Св. Джонса). В этом месте красные брекчи формаций Сигнал Хил (группа Кабот) залегают несогласно на сильно смятых слоях группы Концепчен, относящейся к нижнему комплексу (Anderson et al., 1975).

Это несогласие может быть истолковано двояко: один из нас (В.Д.Б.) считает его локальным явлением, так как стратиграфически эти брекчи находятся довольно высоко в молассовой формации Сигнал Хил. По мнению двух других авторов, это явление, наоборот, имеет очень большое значение и представляет собой главное авалонское несогласие. Следует добавить, что вообще авалонская складчатость (Rodgers, 1967, 1970) в Ньюфаундленде проявлена сравнительно слабо. Ее главное проявление отмечено на восточном склоне антиклинория восточной части Авалонской зоны (антиклинорий Св. Джонс - Пуч-Ков с его вертикальными слоями направления NNE-SSW). Молассовые брекчи Ред Хед как раз перекрывают несогласно эти вертикальные смятые слои. Но несколько южнее (ближе к Св. Джонсу) несогласия больше не видно и наблюдаются постепенные переходы от черных глин к зеленоватым песчаникам и от этих последних к красным молассам.

Если принять второе толкование, то черные глины Св. Джонса должны быть отнесены к нижнему комплексу. Они представляют собой период тектонического спокойствия, предшествовавший авалонским движениям; красные молассы Сигнал Хил моложе этих движений, и их материал происходит от размыва тектонических структур авалонского складчатого пояса.

Удаляясь от антиклинория восточной части Авалонской зоны в сторону моря, можно наблюдать постепенный переход континентальных красных отложений сигнал-хилских моласс к морским зеленоватым песчаникам. Вероятно, обломочный материал, происходящий из складчатой Авалонской зоны, здесь достигал моря.

Вне антиклинория восточной части Авалонской зоны, а именно в центральной части этой платформы складчатость совсем затухает, так что ни о каком несогласии и речи быть не может. Несогласное залегание среднего комплекса на нижнем снова допускается в западной части Авалонской зоны, однако его плохо видно из-за многочисленных сбросов (Blackwood, Kennedy, 1975).

Нижний комплекс. формации, составляющие нижний комплекс, также существуют во всех трех зонах Авалонской платформы - восточной, центральной и западной, причем каждая имеет свою терминологию.

Во всех трех зонах присутствуют вулканические комплексы мощностью в несколько тысяч метров. Они сложены основными и кислыми вулканитами, содержащими местами подушечные лавы, а также игнимбриты. Это группа Харбур Мейн на востоке, группа Буль Арм в центральной зоне, группы Лов-Ков и Бурейн на западе.

В восточной и центральной зонах присутствуют также кремневые отложения, кислые туфы и мелкослоистые отложения, напоминающие денточные глины (варны) с силекситами и чертами. Это группа Консепчен на востоке, группа Коннектинг Пойнт и нижняя часть формации Биг Хед в центральной зоне. Эти фации идентичны некоторым свитам серии Анзи в Анти-Атласе.

Восточная и западная зоны содержат гранитные тела - гранит Холируда на востоке и гранит Свифт Керент на западе. Первый был изучен очень детально. Это субвулканический массив, похожий на гранофиры (Hughes, Brückner, 1971; Hughes, 1971).

Вулканические формации Харбур Мейн и Буль Арм переслаиваются и постепенно замещаются кремневыми осадками групп Консепчен и Коннектинг Пойнт-Биг Хед. Западная зона меньше изучена, но там без сомнения существуют те же соотношения между вулканитами и осадочными толщами.

Существование ледниковых отложений (тиллитов, эратических блоков) среди спокойно залегающих слоистых отложений в восточной и центральной зонах указывает на их синхронность (Brückner, Anderson, 1971; Williams, King, 1975, - для восточной зоны; новые открытия, еще не опубликованные, Кинга и Брюкнера - в центральной зоне).

В верхней части группы Консепчен в 1967 г. были найдены отпечатки мягкотелых Metazoa (Coelenterata ?) длиной до 20 см. Они похожи на Charnia (Англия) (Anderson, Misra, 1968; Misra, 1969). С ними вместе встречаются медузы¹. Мы увидим ниже, что, по всей вероятности, эти странные животные - одни из самых древних представителей докембрийских фаун (рис. 5).

Подшва нижнего комплекса нигде не видна над уровнем моря, так что ее фундамент не известен. Но мы уже сказали, что в Гранд-Банке Ньюфаундленда имеется кварцитовый хребет (Lilly, 1966). Эти кварциты, вероятно, относятся к среднему протерозою. Степень их метаморфизма гораздо выше, чем пород авалонской серии.

Мы уже упоминали об авалонской складчатости. Она сравнительно слаба и хорошо выражена только в восточной части Авалонской

¹Главное месторождение этой фауны находится на юге Авалонского полуострова - Мистакен Пойнт, около Трепассей Бей (Anderson, Misra, 1968). Теперь известны многие другие месторождения той же фауны.

платформы. Кроме того, Авалонская система была подвержена палеозойским (акадским ?) тектоническим движениям.

Метаморфизм в авалонских сериях очень слаб. Последние исследования (Perezik, 1974) показывают, что он сильнее на западе, чем на востоке: ступень пренита на востоке и ступень хлорита на западе. Вероятно, это палеозойский метаморфизм.

Мобильная зона Аппалачей

Средняя часть Ньюфаундленда соответствует Северо-Американскому Аппалачскому складчатому поясу. Она сложена вулканическими и осадочными образованиями от докембрия до девона. Все эти формации более или менее сильно метаморфизованы и прорезаны большими гранитными массивами.

Породы, которые могли бы соответствовать докембрию, выходят на восточном и западном краях этой средней части. На востоке можно выделить две метаморфические серии: верхнюю, или группу Гандера, и нижнюю, или гнейсовый комплекс залива Бонависта (названную раньше серией Хер Бей).

Гандерская группа (8000 м) состоит из метаморфизованных осадочных пород (пелиты и псаммиты) с вулканическими прослоями в верхней части (Colman-Sadd, 1974; McGonigal, 1973). Эта серия похожа на фации верхней части кембрия и нижнего ордовика восточной платформы, но ее можно тоже сравнить с некоторыми фациями Авалонской системы.

Гнейсы Бонависта очень мощны. В них можно встретить разные типы гнейсов, сланцев, мигматитов и гранитов.

Мы с удивлением узнали в этой серии на юго-западе от Хер Бей типичные финские рапакиви, богатые фенокристаллами розового ортоклаза, окаймленные белой альбитовой корочкой. Эти граниты постепенно переходят в очковые гнейсы, которые сохраняют розовые полевые шпаты с белой альбитовой оторочкой.

Вдоль западной границы этой центральной зоны докембрию соответствует полиметаморфическая серия Флер-де-Лис (гнейсы, сланцы и граниты). Она сильно переработана палеозойскими движениями и, вероятно, содержит также и кембрийские породы. Возможно, в ней существует постепенный переход от докембрия (или эокембрия) к кембрию (Lilly, 1963; Rodgers, 1973).

Серия Флер-де-Лис развита в северной части, а на юге появляются породы гренвилльской зоны Канады (гнейсы, граниты, анортоситы). Они развиты между разломами Кабот и Кеп Бей (Brown, 1974).

Западная докембрийская платформа

Лонг Рендж на севере и Индейский Хед Рендж на юге представляют собой кристаллические массивы гренвильского типа (гранитные гнейсы, сланцы, граниты). Эти древние ядра, омоложенные гренвильским ортогенезисом, несогласно перекрыты кембрием (песчаники, сланцы и иногда известняки с *Archaeocyatha*). Но эокембрий тоже, вероятно, существует на севере Лонг Ренджа и Бель Айль (Williams, Stevens, 1971). С этими формациями переслаиваются базальты, которые, видимо, связаны с дайками диабазов, прерывающих кристаллическое ядро Лонг Ренджа.

П. АНТИ-АТЛАС (МАРОККО)

Главные структуральные подразделения (рис. 6)

Анти-Атлас разделен на две неравные части продольным тектоническим швом, названным Главным разломом Анти-Атласа. На юг от этого шва простирается архейский кратон, представляющий собой северный край западноафриканского кратона. Мы его назовем южным или африканским кратоном. Он образован архейскими слюдяными сланцами и гнейсами, гранитами и мигматитами.

На север от того же Главного разлома находится мобильная зона Анти-Атласа, в которой переплетаются, перекрывая друг друга, три складчатых протерозойских пояса.

В этой мобильной зоне можно выделить массив Сируа (в котором находится понтийский фонолитовый вулкан Сируа высотой 3304 м). Он расположен между двумя ветвями Главного разлома, из которых одна, более древняя, направлена на северо-запад, а вторая, более поздняя, имеет широтное простирание. На западе эта мобильная зона погружается под третичные и четвертичные отложения низменности р.Суса.

На севере мобильная зона Анти-Атласа ограничивается вторым очень крупным тектоническим швом, названным Южно-Атласским разломом. Он отделяет Анти-Атласскую область от герцинской гессинклинали Высокого Атласа. В этой горной цепи есть тоже большая аномалия — протерозойский кристаллический массив Узеллара. Он граничит с массивом Сируа, окаймляющим его с юга.

Область Анти-Атласа ограничена с юга Тиндуфским бассейном. Далее на восток от Анти-Атласа ответвляется складчатая горная цепь Угарты. А на крайнем востоке его окаймляет алжирский бассейн Коломб-Бешара.

Докембрийские складчатые системы, образующие Анти-Атлас, покрыты мощным чехлом, сложенным сериями терминального протерозоя, кембрия и более молодыми толщами палеозоя. Однако начиная со среднего кембрия и ордовика эти палеозойские серии образуют изменности и равнины, окружающие саму горную цепь Анти-Атласа.

Весь этот чехол смят герцинскими движениями. Докембрий выходит в виде антиклинальных массивов или хребтов глыбового строения, окруженных со всех сторон формациями чехла.

Стратиграфический состав чехла (рис. 7)

Мы начнем описание чехла с нижнего кембрия. Надо сразу предупредить, что все стратиграфические серии чехла очень мощны на западе, а при продвижении на восток и на юг постепенно утончаются.

А. Нижний кембрий с трилобитами

Снизу вверх нижний кембрий состоит из следующих формаций.

1. Черные известняки Унейна (200-400 м), содержащие в верхней части мелкие трилобиты, названные *Lindatella K. Szauy*, и археоциаты. Нижняя часть этих известняков фауны не содержит. Она, может быть, соответствует томметскому ярусу.

2. Сланцево-известковая формация Амуслека с трилобитами (начиная с *Fallotaspie*), археоциатами и примитивными брахиоподами (*Lingula* и пр.); мощность 350-450 м.

3. Сланцевая формация Иссафена, богатая трилобитами и содержащая туффитовый материал и желваковые известняковые прослойки (300-400 м). В верхней части этой группы появляются трилобиты ленского яруса.

4. Формация песчаников Асрира, сравнительно бедная трилобитами (75 — 300 м).

5. После значительного перерыва трансгрессия среднего кембрия начинается последней трилобитовой зоной нижнего кембрия. Это сланцы и вулканические туфы Урикен и Урмаст (60-200 м).

6. Эта серия нижнего кембрия покрыта мощными монотонными сланцами среднего кембрия (1000-4000 м и больше), в верхней части переходящими в песчаники.

Б. Винно-красная серия (*Serie lie de vin*) верхнего Аду

Морская на западе и континентальная на востоке, эта серия соответствует русскому венду (что доказывается строматолитами); мощность 600-1000 м.

Серия начинается ледниково-эвстатической регрессией. Ее нижняя часть, в которой преобладают лилово-красные глины, пелиты и мергели, на востоке переходит в розовые или красные песчаники и конгломераты. Она коррелируется с тиллитами бассейна Тауденни в Западной Африке и с образованиями вендского оледенения Русской платформы.

Считается, что послеледниковая трансгрессия начинается с известкового слоя Тата со строматолитами. Морские фации появляются на самом западе в нижней части серии. Они постепенно продвигаются на восток и в верхней части серии доходят до центрального Анти-Атласа. В них довольно часто встречаются строматолиты.

Ни в кровле, ни в подошве этой серии никаких несогласий не известно.

В. Доломиты нижнего Адуу (или нижние доломиты)
Это очень мощная доломитовая серия (свыше 1000 м), то мелкослоистая, то представленная более мощными пластами.

На западе, в ее базальной формации (100-400 м), развиты сланцы и песчаники со слоем доломитов в подошве. В эту эпоху весь Анти-Атлас был превращен в равнину и трансгрессия нижнего Адуу практически не оставила конгломератов.

В восточной части Анти-Атласа андезитовые и трахитовые лавы и туфы чередуются с доломитами.

Нижний Адуу коррелируется с верхним рифеем Урала. Но он гораздо беднее строматолитами (главным образом *Collenia*).

Д. Докембрий III (или уарвазатская серия)
Эта серия целиком континентальная и состоит из вулканитов, преимущественно кислых, а наверху - из красных моласс. Мощность докембрия III очень различна - от нуля до нескольких тысяч метров (например, в ущельях Уеда Дра).

Докембрий III широко развит в северной части Анти-Атласа (центрального и восточного), т.е. в складчатой зоне Мароканид (см. ниже). Его аналогов становится все меньше и меньше по мере продвижения на юг, к африканскому кратону. В этой серии можно выделить 7 или 8 вулканических комплексов, состоящих из риолитов (и игнимбритов), андезитов, иногда дацитов или трахитов и в некоторых случаях - из континентальных осадков.

Два хорошо выделенных несогласия (сравнительно слабых) подразделяют эту серию на три части - нижнюю, среднюю и верхнюю. Две первые главным образом вулканические, с преобладанием андезитов в нижней части и риолитовых игнимбритов в средней. Но игнимбриты существуют также и в нижней части, а андезиты -

в средней. Верхняя же часть содержит мощные красные молассовые отложения (Формация Тиуина) — конгломераты, песчаники и пелиты, а также, иногда, пресноводные известняки с *Collenia*. С этими молассами развиты щелочные белые или розовые риолиты и игнимбри-ты с перлитовыми и пиромеридовыми фациями.

Кроме этих вулканических формаций довольно часто встречаются кислые граниты розового цвета. Они обычно богаты микропегматитом и могут быть отнесены к гранофирной фации. Встречаются также жилы и дайки микрогранитов. Местами наблюдаются целые поля этих даек, обыкновенно меридионального направления (Сируа, Сарро и т. д.).

Докембрий Ш (а когда он отсутствует — нижний Адуду) залегает прямо на эрозионной поверхности, которая нивелирует все докембрийские горные цепи (от архея до Мароканид). Кроме того, между докембрием Ш и нижним Адуду обыкновенно наблюдается слабое несогласие.

Если доломиты нижнего Адуду соответствуют каратавской серии Урала, то уарзаятская серия, с ее красными молассами, может сопоставляться с зильмердакскими молассами. Она очень похожа на красные молассы Сигнал Хил (группа Кабот) в Ньюфаундленде.

Докембрий П³ (или П-Ш)

Докембрий П³ — это последняя протерозойская система, которая была подвержена сильному ортогенезису и дала крупный складчатый пояс. Он был сначала назван Восточными Антиатламидами, а потом Мароканидами. Это последняя протерозойская складчатая зона Анти-Атласа.

Палеогеографически этот складчатый пояс укладывается в мобильную зону Анти-Атласа. В ней же находилась одноименная геосинклиналь, простиравшаяся от Сируа к Сарро. В ней отлагались сланцы и граувакки, а также мощные флишеидные толщи. Мощная гранитизация докембрия П³ целиком приурочена к этой геосинклинали (кроме субвулканических гранитов начала этого тектонического цикла). Метаморфизм, хотя и слабый, тоже развивается главным образом в этой зоне.

На юг от главного тектонического шва Анти-Атласа картина совсем другая. Тут нет ни гранитов, ни метаморфизма, а складчатость развита только вдоль главных разломов. На западе (Ифни, Кердус и т. д.) отлагались морские эпиконтинентальные формации серии Анзи, заканчивавшиеся мелководными и прибрежными отложе-

ниями серии Танальта. Но на востоке, начиная с района Ирерма, осадочные породы почти исключительно континентальные.

Серия Анзи сложена терригенными осадками — конгломератами, песчаниками, пелитами, богатыми вулканическим материалом. Они разделены легкими несогласиями на три группы. Нижняя группа богата мелкослоистыми породами, похожими на ленточные глины (варвы) с частыми оползнями (slumping). Выше идут песчаники и пелиты.

Средняя группа начинается конгломератами с вулканическим материалом. Снизу вверх гальки конгломератов становятся все более мелкими; потом они переходят в песчаники, сначала крупно-, а затем мелкозернистые, но всегда содержащие вулканический материал. Выше идут пелиты и граувакки, содержащие кремневые породы — силекситы, черты и т.д. Напомним, что эти породы идентичны соответствующим фациям групп Консепшен, Коннектинг Пойнт и других в Ньюфаундленде.

В верхней группе повторяются те же фации, но в конгломератах появляется гранитный материал.

В подошве каждой из этих серий встречаются вулканы. Иногда они образуют крупные вулканические массивы. Преобладают риолиты и игнимбриты. Выше появляются туфы и граувакки. Они особенно развиты в средней группе.

Танальтская серия плохо связана с серией Анзи. Еще неизвестно, нужно ли коррелировать танальтскую серию с верхним Анзи или считать ее самостоятельной серией и отнести к докембрию III (Hassenforder, Jeannette, 1974).

В нижней части танальтской серии очень сильно развиты вулканы. Выше лежат конгломераты и песчаники слегка розовой или фиолетовой окраски. Серия заканчивается мощными конгломератами, на которых залегают небольшая свита пелитов с гипсами и пресноводными известняками с *Collenia*. Эта свита принадлежит, наверное, к докембрию III.

Дальше на восток морские отложения постепенно замещаются ирермской серией, сложенной целиком континентальными терригенными отложениями и вулканиками. В ней выделяются четыре группы формаций, слегка несогласно залегающих одна на другой. Каждая группа начинается вулканиками (сравнительно редкими в подошве первой группы).

Первая группа представлена мощными (больше 1000 м) мелассовыми конгломератами. Это, вероятно, аналог нижнего Анзи. Их галечный

материал главным образом кварцитовый и появился в связи с разрушением антиатлазид (см. ниже).

Вторая группа, самая маломощная, характеризуется серо-зелеными песчаниками, перекрывающими кислые вулканиты того же цвета. Этот аналог среднего Анзи выклинивается в восточном направлении.

Третья группа — красноцветная: красные кислые вулканиты, красные песчаники и пелиты. Ее аналоги в районе Анзи не известны.

Четвертая группа соответствует танальтской серии. Петрографически она очень сложна: в ней есть мощные белые риолиты и игнибриды (Джебель Аклим, 2526 м), сложный андезитовый комплекс, мощные брекчи, туфы и конгломераты. Как и танальтская серия, ирермский вулканогенно-осадочный комплекс заканчивается пелитово-песчаной свитой, относящейся к докембрию III и содержащей известковые прослойки. Эта свита несогласно залегает на конгломератах и в свою очередь тоже несогласно перекрывается другими конгломератами.

Столбчатые строматолиты (сейчас они изучаются) были встречены только в одном месторождении в районе Тарфая, в юго-западной части южного Марокко.

По всей вероятности, докембрий P^B должен коррелироваться со средним рифеем Урала (может быть, только с его верхней частью ?).

Докембрий P^2 (или просто P)

Эта система образует складчатый пояс Антиатлазид (или Западных Антиатлазид).

Самые характерные породы этой системы — белые кварциты, образующие или целые горные массивы, или кварцитовые хребты и кряжи. Мощность их достигает (а местами даже превышает) 1000 м. Под кварцитами обычно находятся известняки (600 м) с онколитами и строматолитами (например, Gaia irkuskanica, Krylov). Выше кварцитов наблюдаются основные вулканиты (400–600 м), а затем — мощная серия сланцев, переходящая во флиш. Эти сланцы обычно метаморфизованы в условиях эпизоны.

Граниты в этой горной цепи очень редки. Но зато чрезвычайно сильно развиты габбро-долериты. Они образуют нечто вроде сильно тектонизированных лакколитов, подстилающих кварцитовые массивы.

Система докембрия P развита и в мобильной зоне, и на южном кратоне. Но на юге ее мощность уменьшается. Она всегда залегает несогласно на предыдущих сериях.

Докембрий II^I (или I-II)

Эта система образует складчатый пояс Буаззерид (или Центральных Антиатлазид). Она до сих пор хорошо известна только в мобильной зоне Анти-Атласа, но ее присутствие предполагается также на южном кратене.

Главная характеристика Буаззерид — это пояс офиолитов, простирающийся вдоль главного тектонического шва Анти-Атласа от Эль Грары (на востоке) до восточной Сируа (на западе).

Известны два типа осадочных пород, окаймляющих этот пояс: в Эль Граре это серицитовые сланцы, а на южном склоне массива Сируа — гнейсы с кордиеритом и иногда черные сланцы с андалузитом. Эти осадочные формации перекрывают основные вулканитовые комплексы — спилитовые, андезитовые, риолитовые (кератофировые), которые сопровождают серпентиниты офиолитового пояса. В самой подошве этой системы встречаются известняки, итабириты и иногда кварциты с алюминиевыми силикатами.

Буаззериды, вероятно, коррелируются с Карелидами Балтийского щита или с Гудсонидами Канады (афэбий). Они отделяются крупным несогласием от архейского фундамента.

Докембрий I (или архей)

Архейская складчатая система была названа Берберидами. Она образует фундамент южного (африканского) кратона Анти-Атласа. Это очень мощные политектонические и полиметаморфические сланцевые серии. Степень метаморфизма эпизональная на западе (Кердус), мезо- и катазональная в центральном Анти-Атласе (Зената). Обычно очень интенсивный диафторез накладывается на этот региональный метаморфизм. Гранитизация и мигматизация тоже очень сильны.

С точки зрения осадкообразования или седиментологии, главная особенность докембрия I — это присутствие силикатных конкреций диаметром 20–30 см. Они удивительно схожи с конкрециями канадского архея (Pettijohn, 1943), что было сразу отмечено канадскими геологами В.Р. Черчем и Г.М. Янгом (которые приняли участие в экскурсии 1973 г., упомянутой выше).

Вначале анти-атласский архей подразделяли на докембрий 0 на западе и докембрий I на востоке. Сейчас эти две системы объединены. Они различаются степенью метаморфизма, степенью последующего диафтореза, фациями гранитов и т.д.

Как было уже упомянуто выше, этот архей продолжается под чехлом Тиндувского бассейна на юг и там подходит к подобным породам Регибатского массива.

Заключение

В итоге можно сделать вывод, что докембрий Анти-Атласа содержит четыре складчатые системы, залегающие несогласно одна на другой. Это Бербериды (архей), Буаззериды (нижний протерозой), Антиатлазиды (средний протерозой) и Мароканиды (верхний протерозой или верхняя часть среднего протерозоя). Все эти системы перекрыты чехлом, залегающим тоже несогласно. Он состоит из верхнего и терминального протерозоя (нижний и верхний Адуду) и согласно залегающего палеозоя с очень полным и богатым ископаемыми остатками кембрия.

Каждая складчатая система докембрия имеет свои характеристики, свои осадочные серии, свои вулканы, в большинстве случаев свои граниты и зеленокаменные интрузии, свой метаморфизм и т.д. Корреляция этих систем с соответствующими системами других стран намечается в основном довольно легко.

III. Сравнение систем кембрия и докембрия Анти-Атласа и Ньюфаундленда

Предварительные замечания

Описав главные геологические характеристики двух столь отдаленных стран, как Ньюфаундленд и Анти-Атлас, мы постараемся их сравнить и определить их сходства и главные различия. Надо подчеркнуть, что единственные аргументы сравнения различных серий и формаций в нашем распоряжении — это их фации. Эти критерии скорее слабые. К ним можно прибавить критерий несогласий, но они тоже могут потерять свое значение на далеких расстояниях. Биостратиграфические аргументы гораздо надежнее, но они пока что очень редки^I.

^I Нужно упомянуть недавно изученную Гофманом строматолитовую флору группы Грин Хед (Ньюбрунсвик), дающую возраст неохеликия, т.е. древнее 1000 млн. лет. Корреляция этой группы с авалонской серией еще точно не установлена, но она вполне вероятна (см. ниже).

Что касается радиометрических определений, сделанных в этих двух странах, то, несмотря на точность употребляемых аппаратов, на них полагаться вообще невозможно, так как обе страны представляют собой мобильные зоны с сильно омоложенными горными породами.

Для сравнения этих систем мы базировались на концепции разделения и дрейфа континентов с постепенным образованием между ними Атлантического океана. Мы уже сказали, что географические реставрации единого материка (Choubert, 1935; Bullard et al., 1965) дают с севера на юг, между Ньюфаундлендом и Марокко расстояние 1400–1500 км. Так что было бы удивительно, если бы последовательные системы, которые мы сейчас наблюдаем с двух сторон Атлантического океана, оказались бы тождественными.

Мы знаем также, что предварительное отделение этих двух континентов уже произошло в период от терминального докембрия до нижнего палеозоя, предшествующий образованию складчатой зоны Аппалач-Каледонид, более или менее параллельной Атлантическому океану. Но мы сомневаемся, чтобы эти тектонические движения смогли произвести сильные горизонтальные смещения, которые бы значительно изменили взаимные отношения рассматриваемых стран. Однако мы знаем, что один из главных периодов изостатного омоложения горных пород (панафриканский) как раз совпадает с образованием этого атлантического палеорифта в конце докембрия и начале кембрия (от 650 до 550 млн. лет назад).

Для предлагаемых корреляций мы будем опираться главным образом на марокканские серии, так как они более полны, чем Ньюфаундлендские. Среди этих последних мы будем основываться главным образом на сериях Авалонской зоны, как лучше всего известной.

Сравнение чехлов Анти-Атласа и Авалонской зоны

До тех пор, пока рандомские песчаники и кварциты считались позднепротерозойскими, сравнение чехлов Авалонской зоны и Анти-Атласа намечалось довольно удовлетворительно. С двух сторон Атлантического океана существовал довольно сходный нижний кембрий с трилобитами (сланцы с большим или меньшим количеством известняковых прослоев). Его нижние горизонты отличались красным цветом в Авалоне (группа Адейтона); в Анти-Атласе нижний кембрий подстилался винно-красной серией венда. Этой серии в Авалоне соответствовал перерыв в осадконакоплении. Доломитов в Ньюфаундленде нет. На их месте как раз находились рандомские квар-

цнты, аналогами которых могли быть розоватые песчаники севера Испании (Астурия) или нижняя часть мощной сланцево-граувакковой серии юга-запада Иберийского полуострова.

Но с тех пор как рандомскую серию, на основании присутствия в ней следов неизвестных организмов, присоединили к нижнему кембрию, корреляция чехлов Авалона и Анти-Атласа стала совершенно невозможной. Конечно, сланцевые или сланцево-известковые серии с трилобитами, существующие в обеих странах, могли отложиться в разных частях того же нижнекембрийского моря¹. Но в нижнем кембрии Анти-Атласа красных отложений с брахиоподами не существует. Правда, в его восточной части появляются красно-лиловые прослойки, а совсем на востоке весь нижний кембрий (уже не полный и очень маломощный) переходит в красные или розовые песчаные отложения континентального типа (например, Жебель Угнат). Но перерыва, отделяющего нижний кембрий (группа Адейтона) со скелетной фауной от его возможных низов, содержащих только следы каких-то животных, в Анти-Атласе не наблюдается. Наоборот, в Авалонской зоне при этом новом толковании нет ни верхнего (венд), ни нижнего Адуду, которые отлагались в сравнительно ограниченных бассейнах (заливах). Как раз форма такого морского залива сравнительно хорошо известна для нижнего Адуду Анти-Атласа.

Докембрий Ш

В докембрии Ш мы, наконец, находим сходные отложения в обеих странах. Правда, в Анти-Атласе эта мощная серия состоит главным образом из кислых вулканитов, тогда как в Авалоне с трудом найдено только несколько прослоев туфов под молассами. Зато красные молассы групп Кабот (Сигнал Хил) и Мусграветона очень сильно развиты, тогда как в анти-атласском докембрии Ш они появляются редко и хорошо развиты только в верхней части (Тиуинская формация). Надо также упомянуть зеленоватые морские песчаные молассы (район Св. Джонса), которые находятся под красными молассами, но появляются также восточнее, с переходом к ним красных моласс.

I

Для детального сравнения этих серий надо подождать публикации монографии Т.Р. Флетчера.

В Анти-Атласе, особенно в его мобильной зоне, несогласие докембрия Ш на Марокканидах обыкновенно очень ясно и может считаться бесспорным, но отличить эти две системы — докембрий П⁸ и докембрий Ш, обе состоящие из континентальных моласс и кислых вулканитов, в пределах южного архейского щита очень трудно. Это тем более затруднительно, что тектонические движения были здесь значительно слабее.

В Ньюфаундленде же авалонские движения вообще очень слабы. Мы уже обсуждали этот вопрос выше. Один из нас (В.Д.Б.) считает их даже не тектоническими, а скорее изостатическими (Hughes, Brückner, 1971), кроме редких исключений. Поэтому несогласие между группами Кабот и Консепчен обыкновенно очень слабое или даже совсем не чувствуется. Его можно видеть только в исключительных случаях (например, в Ред Хед).

И все же авалонские движения были достаточно интенсивными, чтобы образовать местами значительный рельеф, который дал материал молассам. Но они были недостаточны для развития сильного вулканизма.

Разницу между сериями Анти-Атласа и Авалонской зоны, может быть, следует объяснять тем обстоятельством, что горная цепь Мареканид образовалась (и была разрушена) на суше, тогда как Авалониды представляли собой вулканические острова, окруженные сравнительно глубоким морем. Эти острова были энергично деформированы и приподняты тектоническими процессами, тогда как окружающее их море хотя и мелело, но не изменялось или мало изменялось.

Докембрий П⁸ (или П-Ш)

Из трех палеогеографических зон, которые мы описали выше, в Анти-Атласе, самое большое сходство с Авалонской зоной было установлено в бассейне Анзи. Эта серия действительно очень похожа на нижнюю часть протерозойской системы Авалона.

1. В первую очередь мы упомянем кремневые породы, переходящие в силекситы, которые идентичны в сериях Анзи и в группе типа Консепчен. Эти породы появляются между граувакками, пелитами и мелкими песчаниками. Они часто сопровождаются мелко-ритмической слоистостью типа варв ("варвиты").

2. Ледниковые отложения тоже очень похожи. Это тиллиты нижней части докембрия П⁸, например на западе, в долине верхнего Суса (около Агауза), а на востоке — в тидилинской серии, вблизи Буаззера и в окрестностях Аит Ахмана.

Такие же тиллиты, часто свидетельствующие о двойной ледниковой фазе, существуют во многих местах в Авалонской зоне. Но породы, сопутствующие тиллитам, могут быть очень различными в обеих странах.

3. Можно упомянуть также некоторые конгломераты и крупнозернистые песчаники, часто встречающиеся в серии Анзи и указывающие на речную эрозию и транспортировку. Они похожи на кластические, терригенные отложения, находящиеся, например, в группе Харбур Мейн на западе от залива Консепшен Бей, а также в нижней части формаций Биг Хед и Лонг Харбур в средней части Авалонской зоны.

4. Сходство вулканитов обеих стран не удивительно. Сходны главным образом кислые вулканические комплексы — лавы, игнимбриты, туфы, брекчии (риолитовые или дацитовые). Но в то же время подводные типы лав (подушечные основные лавы) в Анти-Атласе не существуют.

5. Это сходство доходит до пород, подвергнутых пневматолитическому изменению, превращающему риолиты в пиррофиллиты. Так, например, пиррофиллиты Высокого Атласа (Аит Авергуз) очень похожи на породы из карьера, находящегося южнее Мануельса в зоне Авалона (Keats, 1970).

Несмотря на сходства этих двух систем, различия их тоже довольно значительны. Например, на севере геосинклинальной зоны Мароканид (Сируа-Сарро) развивается флишевые и граувакковые серии. На востоке режим становится континентальным. Там получили распространение конгломератовые мелассы — результат разрушения кварцитовых горных цепей докембрия P^2 . Некоторые формации отличаются красным цветом. Все эти фации на Ньюфаундленде не существуют.

Распределение вулканитов в этих двух странах тоже различное. В Анти-Атласе риолитовые и андезитовые вулканиты развиты обыкновенно в начале каждой из трех (или четырех) формаций этих серий. А в Авалонской зоне вулканиты нижнего комплекса образуют мощные нагромождения лав, брекчий и туфов, которые на краях этих вулканических масс переслаиваются с отложениями типа группы Консепшен (с тиллитами включительно).

Можно предположить, что палеогеографические условия этой эпохи были сложны и различные серии Анти-Атласа, конечно, не простирались до Авалона. Но условия образования горных пород были несомненно очень сходны.

Упомянем о существовании субвулканических гранитных массивов в докембрии P^3 Анти-Атласа (например, Тафраутский массив). Те же

граниты существуют в Авалоне, например гранит Холируда. Но "тектонические" граниты, очень сильно развитые в Анти-Атласе (Тифнут, Аскауи, Узеллар и т.д.), совершенно отсутствуют в Ньюфаундленде.

Докембрий P^2 (или П)

Кварциты с серицитом в хребте, открытом Лилли (Lilly, 1966) на Гранд-Банке Ньюфаундленда, должны коррелироваться с кварцитами докембрия P^2 Анти-Атласа. Мы уже упоминали выше, что галька этих кварцитов с серицитом находится в молассах Сигнал Хил (группа Кабот).

Известняков с онколитами и строматолитами, подстилающими эти кварциты в Анти-Атласе, до сих пор не обнаружено в Ньюфаундленде.

Докембрий P^1 (или I-P)

Никаких офиолитов, а именно серпентинитов или сопутствующих им пород в анти-атласских Буаззеридах не было встречено в Авалоне. Но мы увидим ниже, что дальше на запад существуют рапакиви приблизительно этого возраста, которых в свою очередь нет в Анти-Атласе.

Докембрий I (архей)

Можно предположить, что гранаты и мусковит, найденные Пепезиком (Pepelik, 1973) в песчаниках группы Кабот (Авалонская зона), происходят из пород типа докембрия I Анти-Атласа, например из слюдяных сланцев с гранатом в Зенате (центральный Анти-Атлас). Очень возможно, что такие породы существуют на Гранд-Банке Ньюфаундленда вблизи кварцитов, описанных выше.

Докембрий центральной и западной частей Ньюфаундленда

Один из нас (Ю.А.Ш.) допускает, что граниты рапакиви, встреченные в гнейсовом комплексе Бонависта Бей, на восточном крае центральной зоны Ньюфаундленда, эквивалентны и, вероятно, синхронны рапакиви Балтийского щита. Это финские рапакиви готского возраста, т.е. посттектонические по отношению к складчатому поясу Свеко-Фенно-Карелид.

Хотя в Марокко рапакиви не найдены, Буаззерида Анти-Атласа (докембрий P^1) коррелируются с Карелидами Балтийского щита.

Мы не будем описывать Гандерскую группу, так как ее стратиграфическое положение еще не ясно.

Что же касается флер-де-лисовой серии западного края центральной части, можно думать, что она относится целиком (или частично) к эокембрию (венду?) и поэтому могла бы коррелироваться с сериями Адуду в Анти-Атласе. Но фации этого эокембриа совершенно другие. Например, тиллитовые конгломераты, описанные в серии флер-де-Лис Чэрчем, могут быть отнесены к эокембрийскому (вендскому) оледенению (мы видели выше, что тиллиты не существуют в винно-красной серии Анти-Атласа).

Наконец, кристаллические породы типа Гренвиля западной части Ньюфаундленда должны быть приблизительно того же возраста, что докембрий I (архей) Марокко. Но это обязывает считать гренвильский возраст (1000 млн. лет) как результат полного радиометрического омоложения этих пород (а не как возраст эпохи тектонического складкообразования).

IV. ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ РЕЗУЛЬТАТОВ В ДОКЕМБРИИ МОБИЛЬНЫХ ЗОН

Принципы радиометрического омоложения

Наши геологические исследования в Авалоне и в Анти-Атласе доказывают, что многие радиометрические данные, опубликованные до сих пор, вовсе не соответствуют настоящему возрасту горных пород. На самом деле эти более или менее сильно омоложенные возрасты относятся к эпохам омоложения. Это особенно характерно для горных пород, подвергнутых нескольким орогенезисам, и касается не только эффузивных пород, но и плутонических, типа гранитоидов, для которых геохронологи догматически отвергают возможность миграции радиогенических элементов (даже при открытых системах).

Двое из нас уже писали об этих омоложениях (Choubert, Faure-Muret, 1972, 1975). Поэтому мы здесь ограничимся несколькими фактами, касающимися Анти-Атласа и Ньюфаундленда.

1. Омоложение горных пород было очень интенсивно в момент инициальной фазы разделения континентов, т.е. образования первого атлантического палеорифта. Эта фаза терминального докембрия - нижнего палеозоя называется Панафриканской (термотектонический панафриканский эпизод Кеннеди).

2. Омоложение горных пород происходит вдоль главных тектонических швов (например, Главный разлом Анти-Атласа).

3. Омоложение горных пород связано с главными орогеническими пароксизмами и происходит в зонах метаморфизма и тектонической деформации. Оно происходило во время каждого орогенезиса докембрия, орогенезиса Аппалачей с его главными фазами, орогенезиса герцинского и т.д.

Главная причина омоложений, по всей видимости, тепловая: термические потоки вдоль разломов, термические региональные фронты и т.д. Это нагревание достигает интенсивности метаморфических и диафоритических явлений. В зонах, подверженных такому термическому воздействию, изохроны Rb/Sr дают именно его возраст. Это, конечно, не лишено интереса, но чтобы приблизиться к возрасту образования горных пород, надо разыскивать реликтовые, пунктуальные возрасты, пересчитывая отдельно все измерения, совокупность которых дала изохрону. Такие реликтовые возрасты обычно не очень точны, но они приближаются к настоящему возрасту пород.

Главная гарантия правдивости геохронологических результатов в данной области — это узкое совпадение геологических и геохронологических возрастов.

Краткие данные о радиометрических возрастах докембрийских горных пород Анти-Атласа

Возрасты серий чехла

1. Известно, что граница нижнего и среднего кембрия датируется в 550 млн. лет.

2. Известно также, что нижний кембрий начинается с 570-600 млн. лет; 600 млн. лет соответствует верхней границе венда.

3. Конец вендского (эокембрийского) оледенения — 620 млн. лет.

4. Начало вендского оледенения — 650 млн. лет.

5. Доломиты нижнего Адуду были датированы А.Прашновским (Вюрцбургский университет), изучавшим их аминокислоты (изученные им образцы собраны в верхней части этой серии), в 700-800 млн. лет.

6. Вулканы нижней части этих доломитов дают обыкновенно герцинскую изохрону, но рассчитывая все измерения отдельно, нашли один реликтовый возраст (при инициальном отношении $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,709$) на трахите — 927 млн. лет.

7. Кроме того, серию нижнего Адуду всегда сравнивали с дотиллитовой серией бассейна Таудени, в которой Н.Клеуэр

(Slauer, 1973) получил ряд возрастов, из которых самый древний - 964 млн. лет - был получен из глинистой фракции (по Rb/Sr) слоев, залегающих немного выше подошвы этой серии. Эта цифра не очень далека от реликтового возраста, полученного на трахите Адуду восточной Ель Грары.

8. Эффузивы докембрия Ш дают исключительно омоложенные возрасты: а) панафриканские - 580 ± 20 млн. лет (кривая Конкордия по цирконам, полученная в лаборатории К.Ж.Аллегра в 1974 г.); б) каледонские - 411 млн. лет (изохрона Rb/Sr, полученная в Рабатской лаборатории); герцинские - 324 млн. лет (изохрона Rb/Sr, которая получена в лаборатории К.Ж.Аллегра в 1974 г.). На самом деле эти вулканиды залегают на эрозивной поверхности с возрастом приблизительно 1000 млн. лет.

Кроме того, можно предположить, что эти вулканические и мелассовые толщи образовались сравнительно быстро - в течение 50 или 100 млн. лет. Таким образом, их возраст может быть определен в 950-1000 млн. лет.

Так как до герцинских движений все эти серии оставались горизонтальными и не метаморфическими, эта возрастная шкала (хотя еще местами недостаточно точная) отражает настоящие возрасты всех этих серий. Значит, можно заключить, что все подобные цифры (до ± 1000 млн. лет), полученные по породам докембрийских складчатых систем, отражают лишь омоложенные возрасты.

Докембрий П³ (или П-Ш), Марокканиды

Радиометрические измерения были сделаны по риолитам и по гранитам. Риолиты всегда дают омоложенные возрасты (Rb/Sr и K/Ar) от панафриканских до герцинских. Субвулканические граниты (типа кислого тафраутского гранита) омоложены так же, как и вулканиды. Например, тафраутский гранит дал изохрону Rb/Sr в 550 ± 15 млн. лет (Charlot, 1975).

Орогенические граниты дают приблизительно ту же степень омоложения. В Рабатской лаборатории были получены по гранитам Сируа и Аскауна две изохроны: в 679 ± 34 млн. лет по более или менее основным гранитам и в 586 ± 35 млн. лет по их кислым разновидностям. Однако иногда можно найти в этих гранитах также и реликтовые возрасты, близкие к 1000 млн. лет. На 40 определенных мы нашли 4 таких возраста (т.е. 10%): 947 ± 50 , 950 ± 50 ,

1018 ± 13 и 1214 ± 100 млн. лет (граниты Ид-у-Иллуна на западе от Сируа и гранит Тасдремта на востоке от Сируа). Кроме того, гранит Узеллара в Высоком Атласе дал в лаборатории К.Ж.Аллегра (1975 г.) 4 определения Rb/Sr в 1000 млн. лет (устное сообщение Аллегра) и омоложенные кривые Конкордия в 610 ± 15 и 580 ± 12 млн. лет (этот последний возраст получен на розовом щелочном граните).

По нашему мнению, эти 8 реликтовых цифр, дающие возрасты, близкие к 1000 млн. лет, характеризуют возраст Мароканид с достаточной вероятностью, тем более что общая эрозионная поверхность в ± 1000 млн. лет их уравнивает.

Что же касается этих замечательных изохрон и даже кривых Конкордия, они все дают омоложенные возрасты и датируют эпохи омоложения.

Докембрий P^2 , Антиатлазиды

По И.Н.Крылову (1975), биостратиграфический возраст известняков, подстилающих кварциты докембрия P^2 , близок к 1600–1650 млн. лет. Это возраст строматолита *Gaisirkuskanica Krylov*, который находят в этих известняках. Он указывает возраст начала осадконакопления этой системы.

С другой стороны, в лаборатории А.И.Тугаринова получили по тем же известнякам по методу простого свинца возраст 1400 млн. лет (устное сообщение). Эта цифра относится к метаморфизму Антиатлазид и к орогенезису этого складчатого пояса.

По другим методам получают очень сильно омоложенные возрасты. Например, 602 млн. лет – цифра, полученная Клауером на глинистой фракции сланцев верхней части этой системы докембрия П (Ель Блейда, в восточной части Ель Грары). (Эта цифра дана в 1974 г. в тезисе М.Леблана, который пришел к заключению о панафриканском возрасте офиолитов Буаззерид.)

Докембрий P^I (или I–II), Буаззериды

Возраст Буаззерид долго оставался неопределенным, так как в этой складчатой зоне граниты редки и обыкновенно сильно изменены, а офиолиты (их амфиболы) дают омоложенный возраст. Но оказалось, что некоторые интрузивные граниты, развитые на юге, в пределах африканского кратона, относятся к орогенезису Буаззерид. Их возраст 1920–1950 млн. лет (гранит Тахала около Тафраута – Charlot, 1973). Иногда они немного омоложены в результате диафтореза. Таковы, например, лейкограниты Тавнахта с их изохроной Rb/Sr в 1745 млн. лет, тогда как их пег-

матиты дают по К/Ar до 1830 млн. лет (Charlot et al., 1970).

На основании этих данных мы считаем, что Буаззериды должны сопоставляться с Карелидами.

Докембрий I (архей), Бербериды

В Кердусском массиве (западный Анти-Атлас) возраст архейских гранитов и мигматитов определен четырьмя реликтовыми возрастными. Один из них - на севере, около кварцитового массива Лют (около брода через Уед Амарус), два - по дороге на Тасрирт и один - в Тазеруальте: 2630 млн. лет (пегматитовая прослойка в граните Амаруса), 2445 млн. лет (Тасрирт) и 2545 ± 500 млн. лет (Тазеруальт). Однако изохроны этих гранитов дают всегда омоложенные возрасты: гранит Аннамера - 1918 млн. лет, Тазеруальта - 1920 млн. лет, Тасрирта - 1628 ± 115 млн. лет и тот же гранит Уеда Амарус, массив которого имеет всего 500 м в диаметре, - 1900, 1610, 1450 и даже 900 млн. лет (Charlot et al., 1970; Charlot, 1974). В Зенаге (в центральном Анти-Атласе) гранит Азгемерзи более стойкий, его изохроны дают всегда 1850 млн. лет.

Эти архейские граниты очень интенсивно диафторированы - в Кердусе диафторез эпизональный, а в Зенаге - мезозональный. Вышеприведенные возрасты датируют как раз эту (или эти) фазу диафтореза. Эти возрасты того же порядка, что и возраст недиафторированных интрузивных гранитов (Тахала, Тазнахт и т.д.), принадлежащих к Буаззеридам. Значит, можно быть уверенным, что это катастрофическое омоложение архейских гранитов связано с буаззеридским метаморфизмом. Мы прибавим, что такое же явление характеризует Сахарский регибатский щит. Все породы там дают возрасты около 2000 млн. лет, и архейские возрасты были получены только на пегматитах (Тасаист, Стал Агман и т.д.) (Choubert, Faure-Muret, 1971).

Заключение

В сокращенном виде можно резюмировать геохронологическую историю Анти-Атласа следующим образом.

Чехол формировался от 1000 до 500 млн. лет и позднее; эрозионная поверхность, образовавшаяся до докембрия III (и до доломитов Адулу), имеет возраст приблизительно ± 1000 млн. лет.

Образование Мароканид и их гранитизация -	\pm 1000 млн. лет.
Образование Антиатлазид -	приблизительно 1400 млн. лет.
Начало осадконакопления Антиатлазид -	1600-1650 млн. лет.
Образование Буаззерид и гранитизация -	1950-2000 млн. лет.
Омоложение гранитов Берберид -	1650-1950 млн. лет.
Образование Берберид и их гранитизация -	2650 млн. лет.

Все остальные цифры, полученные Рабатской и другими лабораториями, относятся к омоложенным возрастам и датируют феномены нагрева, производящего это омоложение. Для чехла это фазы нагрева, происшедшие после 1000 млн. лет. Такие цифры получаются чаще всего по породам докембрия Ш и докембрия П⁸. Но каждая из последовательных горных цепей омолаживала частично все предыдущие породы. Такое древнее омоложение сильнее всего проявлялось во время орогенезиса Буаззерид, например в Зеннаге, где диафторез этого цикла мезозональный и где не сохранилось ни одного реликтового возраста.

Результаты радиометрического изучения Ньюфаундленда

Авалониды еще сравнительно слабо изучены радиометрическими методами. Имеется все же несколько определений возраста пород Нижнего комплекса.

Вулканы группы Харбур Мейн дали возраст 568 ± 29 млн. лет, формации Бьюль Арм - 494 ± 30 млн. лет (Fairbairn et al., 1966). Обе эти цифры представляют собой омоложенные возрасты, так как все эти вулканы древнее нижнего кембрия.

Андерсон предположил для вулканитов Харбур Мейн интервал времени в 715-795 млн. лет. Он основывался на самых древних возрастах, полученных по вулканитам Кольдбрука на юге Ньюбрунсвика, - 795 ± 80 млн. лет (Cormier, 1967). Эти вулканы, вероятно, эквивалентны группе Харбур Мейн.

Изохрона $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (еще не опубликованная), полученная на фенокристалле плагиоклаза в риолитовой дайке мыса Св.Франсиса, дала возраст 794 ± 15 млн. лет. Эта дайка прорывает породы верхней части Нижнего комплекса.

Но один из базальтов Холируда дал тем же методом аномально низкий возраст - 350-400 млн. лет (П.Рейнолдс, устное сообщение, 1975 г.).

Что касается гранитов, то холирудский гранит (восточная часть) дал изохрону Rb/Sr в 607 ± 11 млн. лет (Frith, Poole, 1972;

это пересчитанный анализ, данный уже в 1966 г. Мак Картнеем с соавторами).

Похожие возрасты были получены на свинце цирконов того же гранита: $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ - 583 млн. лет, $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ - 588 млн. лет, $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ - 611 млн. лет (Р.К. Ванлесс, устное сообщение, 1975 г.).

Изохрона $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, полученная по плагиоклазу гранита Холируд, дала 589 ± 6 млн. лет. Не были получены также возрасты более древние: 600-650 и даже 900 млн. лет. (П. Рейнолдс, устное сообщение, 1975 г.).

Гранит Свифт-Керент, прорывающий вулканическую группу Лов Ков (западная зона Авалонской области), дал недавно 510 ± 20 млн. лет по методу Rb/Sr (К. Белл, устное сообщение, 1975 г.).

Все результаты, полученные в Авалонской зоне, должны считаться омоложенными одним из палеозойских орогенезисов, которые деформировали восточную зону Ньюфаундленда в связи с Атлантическими палеорифтами.

Только цифра 900 млн. лет могла бы приблизиться к истине, но ее автор считает ее сомнительной.

Основываясь на Марокканской шкале возрастов, мы предлагаем следующую рабочую гипотезу.

1. Несмотря на сравнительно молодые радиометрические возрасты, Нижний комплекс Авалонской зоны стратиграфически соответствует докембрию P^3 Анти-Атласа и, значит, образовался в интервале времени от 1400 до 1000 млн. лет. Эта оценка относится также к датировке тиллитов, горизонт которых находится в середине Нижнего комплекса, и ископаемых мягкотельных *Метазоа*, найденных в верхней части того же комплекса (Трепасей Бей, Мистакен Пойнт).

Необходимо предпринять поиски реликтовых возрастов, чтобы найти подтверждение этой гипотезы.

2. Средний комплекс, соответствующий докембрию Ш Анти-Атласа, должен быть не моложе 900 млн. лет. Авалонская складчатость, эквивалентная Марокканидам Анти-Атласа, но гораздо менее интенсивная, соответствует границе Нижнего и Среднего комплексов. Красные отложения молассового типа оказались бы тогда связанными с этой складчатостью, и их кластический материал образовался бы в связи с разрушением Авалонид.

3. Однако так как ни верхнего, ни нижнего Адуду в Ньюфаундленде нет, надо предположить, что перерыв между Средним и Верхним комплексами длился от 900 до 600 млн. лет (там, где Рандомская формация существует) и до 570 млн. лет (там, где нижний кембрий залегает прямо на протерозойском фундаменте). Но так как общепринято думать, что Средний и Верхний комплексы не отделены особенно длинным перерывом (хотя бы в центральной зоне Авалона), эта новая корреляция должна быть снова серьезно проверена.

На основании геохронологических определений Авалонская серия была отнесена к хадринию, но сравнение ее Нижнего комплекса с докембрием П³ (Мароканиды) Анти-Атласа заставляет относить ее к неохеликию. Одна лишь группа моласс Кабот остается хадринской.

Изучение строматолитовой флоры Ньюбрунсвика Гофманом (1974 г.), вероятно, биостратиграфически подтвердит эту рабочую гипотезу.

Но если, имея в виду, что Рандомская формация входит теперь в состав нижнего кембриа, допустить, что мы ошибаемся, можно попробовать найти другую гипотетическую корреляцию:

- 1) молассы Сигнал Хил (Кабот) остаются верхним докембрием Ш и, может быть, нижней частью Адудуния;
- 2) Нижний комплекс коррелируется со средним и нижним докембрием Ш.

При такой гипотезе Метазоа Мистакен Пойнт, а также тиллиты будут моложе 1000 млн. лет. Но зато все характерные фации — "варвиты", силекситы, черты, граувакки и т.д. — будут диахронными с двух сторон Атлантического океана: моложе 1000 млн. лет в Ньюфаундленде и древнее 1000 млн. лет в Анти-Атласе. В таком случае надо отказаться вообще от всех попыток корреляции на больших расстояниях.

Благодарности

Один из нас (В.Д.Б.) благодарит своих коллег и особенно К.Дж.Дугса (C.J. Hughes) за конструктивную критику этой статьи, а также "Natural Research Council of Canada" за материальную помощь для работ в Авалонской зоне.

Двое других (Ю.Ш. и А.Ф.М.) выражают благодарность французскому С.Н.Р.С. (Париж), ЮНЕСКО и I.U.G.S. за поддержку нашего проекта I.G.C.P.

Мы также благодарим Академию наук СССР и Министерство геологии СССР за предоставленную нам возможность объяснить публично результаты наших исследований и за их издание.

ЛИТЕРАТУРА

- A n d e r s o n M.M., 1972. A possible time span for the Late Precambrian of the Avalon Peninsula, southeastern Newfoundland, in the light of worldwide correlation of fossils, tillites, and rock units within the succession. - Can. J. Earth Sci., vol. 9, p. 1710-1726.
- A n d e r s o n M.M., B r ü c k n e r W.D., K i n g A.F., M a h e r J.B., 1975. The Late Proterozoic "H.D.Lilly Unconformity" at Red Head, northeastern Avalon Peninsula, Newfoundland. - Amer. J. Sci., vol. 275, p. 1012-1027.
- A n d e r s o n M.M., M i s r a S.B., 1968. Fossils in the Precambrian Conception Group of southeastern Newfoundland. - Nature, vol. 220, p. 680-681.
- B e r g e r A.R., N a y l o r R.S., 1974. Isotopic dates on zircons from the Deadman's Bay pluton, northeastern Newfoundland and their geological implications. - Geol. and Min. Assoc. Can. Ann. Mtgs., St. John's, Newfoundland, Progr. Abstracts, p. 9.
- B l a c k w o o d R.F., K e n n e d y M.J., 1975. The Lover Fault: western boundary of the Avalon Zone in northeastern Newfoundland. - Can. J. Earth Sci., vol. 12, p. 320-325.
- B o u d d a A., C h o u b e r t G., 1972. Sur la limite inférieure du Cambrien au Maroc. - C.R. Acad. Sci. Paris, T. 275, (D), p. 5-8.
- B r o w n P.A., 1974. The Cape Ray Fault: a cryptic suture in southwest Newfoundland. - Geol. and Min. Assoc. Can. Ann. Mtgs., St. John's, Newfoundland, Fieldtrip Manual B-11, 8 p.
- B r o w n P.A., 1975. A structural and metamorphic history of gneissic and supracrustal rocks in the Port-aux-Basques-Garia Bay area, south-west Newfoundland. - Unpubl. Ph. D. thesis, Memorial Univ. of Newfoundland.
- B r ü c k n e r W.D., 1974a. Outline of Avalon Peninsula geology. In: King A.F., Brückner W.D., Anderson M.M. and Fletcher T.P.: Late Precambrian and Cambrian sedimentary sequences of southeastern Newfoundland. - Geol. and Min. Assoc. Can. Ann. Mtgs., St John's, Newfoundland, Fieldtrip Manual B-6, p. 1-17.
- B r ü c k n e r W.D., 1974b. Avalon Peninsula geology in the light of trans-Atlantic correlation. - Geol. and Min. Assoc. Can. Ann. Mtgs., St John's, Newfoundland, Progr. Abstracts, p. 15.
- B r ü c k n e r W.D., A n d e r s o n M.M., 1971. Late Precambrian glacial deposits in southeastern Newfoundland - a preliminary

- note. - Geol. Assoc. Can. Proc., vol. 24, p. 95-102.
- B r ü k n e r W.D., H u g h e s C.H., M a l p a s J., 1975. Facies comparison of late Proterozoic - early Paleozoic rock units in southeast Newfoundland and southwest Morocco. - Geol. Soc. Amer., Abstr. with Progr., vol. 7, N 1, p. 32-33.
- B u l l a r d E., E v e r e t t E., S m i t h A.G., 1965. The fit of the continents around the Atlantic. - Phil. Trans. Roy. Soc. London, vol. A 258, N 1038, p. 41-51.
- B u r s n a l l J.T., D e W i t M.J., 1975. Timing and development of the orthotectonic zone in the Appalachian Orogen of northwest Newfoundland. - Can. J. Earth Sci., vol. 12, p. 1712-1722.
- C a h e n L., C h o u b e r t G., L e d e n t D., 1964. Premiers résultats de géochronologie sur le Précambrien de l'Anti-Atlas (Sud Marocain) par la méthode Strontium-Rubidium. - C.R. Acad. Sci. Paris, T. 258, p. 635-638.
- C h a r l o t R., 1973. Géochronological Studies in the Moroccan Precambrian. - Fortschr. Mineralogie, t. 50, 3, p. 57-59.
- C h a r l o t R., 1974. Géochronologie du Précambrien de l'Anti-Atlas marocain: problème des âges à 2600 Ma. - 2è réunion Ann. Sci. Terre - Pont-à-Mousson, Avril 1974, p. 106.
- C h a r l o t R., 1975. Etude géochronologique des granites du massif de Tafraoute (Anti-Atlas marocain). - Can. J. Earth Sci., vol. 12, p. 19-23.
- C h a r l o t R., C h o u b e r t G., F a u r e - M u r e t A., T i s s e r a n t D., 1970. Etude géochronologique du Précambrien de l'Anti-Atlas. - Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc, N 225, Notes t. 30, p. 95-134.
- C h o u b e r t B., 1935. Recherches sur la genèse des chaînes paléozoïques et antécambriennes. - Rev. Géogr. Phys. et Géol. dynam. vol. 8, p. 5-50.
- C h o u b e r t G., 1952. Histoire géologique du Domaine de l'Anti-Atlas. In Géologie du Maroc - 2è partie - 1952. - Monogr. Région. XIX Congrès Géol. Intern. Alger N 6, 3è série (Maroc) (et notes et Mém. Serv. Géol. Maroc N 100), p. 77-184.
- C h o u b e r t G., F a u r e - M u r e t A., C o l l a b, 1971. Tectonique de l'Afrique. - UNESCO, Sci. de la Terre N 6, 602 p.
- C h o u b e r t G., F a u r e - M u r e t A., 1972. Au sujet des rajeunissements des âges isotopiques (avec tableau des âges géochronologiques de l'Anti-Atlas). - Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc, N 236, p. 145-170 (et Coll. intern. C.N.R.S., Paris 192).

- C h o u b e r t G., B o u d d a A., F a u r e - M u r e t A., 1973. Essai de chronologie du Précambrien supérieur du Sud marocain. - C.R. somm. Soc. Géol. Fr., p. 123-124.
- C h o u b e r t G., F a u r e - M u r e t A., 1973. Essai de comparaison du Précambrien canadien avec celui du Maroc. - Réunion ann. Sci. de la Terre, Paris 12-22 Mars 1973, p. 129.
- C h o u b e r t G., F a u r e - M u r e t A., 1974. Essai de corrélation des terrains précambriens et des chaînes précambriennes du Maroc, de la péninsule ibérique, de l'Amérique du Nord et de l'Armorique. - Institut des Sci. de la Terre, Trav. Lab. Géol. Afrique, Univ. Paris Sud, Orsay, N 2, 31 p.
- C h o u b e r t G.A., F a u r e - M u r e t A. (Шубер Ю.А. и Фор-Мюре А.), 1974. Архей и нижний протерозой Анти-Атласа, Марокко. Юбилейная книга проф. К.О.Кратца, (в печати)
- C h o u b e r t G., F a u r e - M u r e t A., H a s s e n f o r d e r B., J e a n n e t t e D., 1974. Nouvelle interprétation du Précambrien ancien de l'Anti-Atlas, Maroc. - C.R. Acad. Sci. Paris, T. 278 (D), p. 2095-2098.
- C h o u b e r t G., B o u d d a A., F a u r e - M u r e t A., 1975. Essai de stratigraphie de la couverture sédimentaire de l'Anti-Atlas, Adoudounien-Cambrien inférieur. - Réunion Commiss. Limite Cambrien-Précamb. Agadir-Rabat. Oct-Nov. 1975 - 57 p (polycopié).
- C h o u b e r t G., F a u r e - M u r e t A., Géologie de l'Anti-Atlas. - In lexique stratigraphique, vol. Afrique, Fasc. Sahara et Afrique occidentale, CNRS (sous presse).
- C h u r c h W.R., 1969. Metamorphic rocks of the Burlington Peninsula and adjoining areas of Newfoundland, and their bearing on continental drift in North Atlantic. - Amer. Assoc. Petroleum Geologists, Mem. 12, p. 212-233.
- C h u r c h W.R., Y o u n g G.M., 1973. Rapport sur l'excursion géologique de l'I.G.C.P. dans l'Anti-Atlas marocain, Mai 1973. - University of West-Ontario, London, Canada, 12 p.
- C h u r c h W.R., Y o u n g G.M., 1974. L'excursion géologique de l'I.G.C.P. dans l'Anti-Atlas marocain, mai 1973. - Geosci. Can., vol. 1, p. 48-51.
- C l a u e r N., 1973. Etude par la méthode Rb/Sr des sédiments faiblement métamorphisés: le Précambrien II de la boutonnière de Bou Azzer - El Graara (Anti-Atlas). - 3è Coll. Europ. Géochronol. Oxford.
- C l a u e r N., 1973. Datation Rb/Sr des sédiments du Précambrien supérieur de l'Adrar mauritanien. - Géochimica-Cosmochimica Acta, t. 37, p. 2243-2255.

- C l i f f o r d P.M., B a i r d D.M., 1962. Great Northern Peninsula of Newfoundland - Grenville inlier. - Can. Mining and Metallurg. Bull., March 1962, reprinted in Transactions, vol. 65, p. 95-102.
- C o l m a n - S a d d S.P., 1974. The geological development of the Bay d'Espoir area, southeastern Newfoundland. Unpubl. - Ph. D. thesis, Memorial Univ. of Newfoundland.
- C o r m i e r R.F., 1967. Radiometric dating of the Coldbrook Group of southern New Brunswick. - Can. J. Earth Sci., vol. 6, p. 393-398.
- C o w i e J.W., G l a e s s n e r M.F., 1975. The Precambrian-Cambrian Boundary: A symposium. - Earth Sci. Rev. vol. 11, N 3, p. 209-251.
- D e W i t M.J., 1972. The geology around Bear Cove, eastern White Bay, Newfoundland. - Unpubl. Ph.D. thesis, Cambridge Univ., Cambridge, England.
- D e W i t M.J., 1974. On the origin and deformation of the Fleur de Lys metaconglomerate, Appalachian fold belt, northwest Newfoundland. - Can. J. Earth Sci., vol. 11, p. 1168-1180.
- F a i r b a i r n H.W., B o t t i n o M.L., P i n s o n W.H. Jr., H u r l e y P.M., 1966. Whole-rock age initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ of volcanics underlying fossiliferous Lower Cambrian in the Atlantic Provinces of Canada. - Can. J. Earth Sci., vol. 3, p. 509-521.
- F l e t c h e r T.P., 1972. Geology and Lower to Middle Cambrian trilobite faunas of the southwest Avalon, Newfoundland. - Unpubl. Ph.D. thesis, Cambridge Univ., Cambridge, England.
- F r i t h R.A., P o o l e W.H., 1972. Late Precambrian rocks of eastern Avalon Peninsula, Newfoundland - a volcanic island complex. - Discussion. Can. J. Earth Sci., vol. 8, p. 1085-1059.
- G r e e n e B., W i l l i a m s H., 1974. New fossil localities and the base of the Cambrian in southeastern Newfoundland. - Can. J. Earth Sci., vol. 11, p. 319-323.
- H a r l a n d W.B., 1969. Fleur de Lys "Tilloid". - Amer. Assoc. Petroleum Geologists, Mem. 12, p. 234-235.
- H u g h e s C.J., 1971. Anatomy of a granophyre intrusion. - Lithos, vol. 4, p. 403-415.
- H u g h e s C.J., 1972. Geology of the Avalon Peninsula, Newfoundland, and its possible correspondence with Morocco. - Notes et Mem. Serv. Géol. Maroc, N 236, et Coll. intern. CNRS, Paris, N 192, p. 265-275.

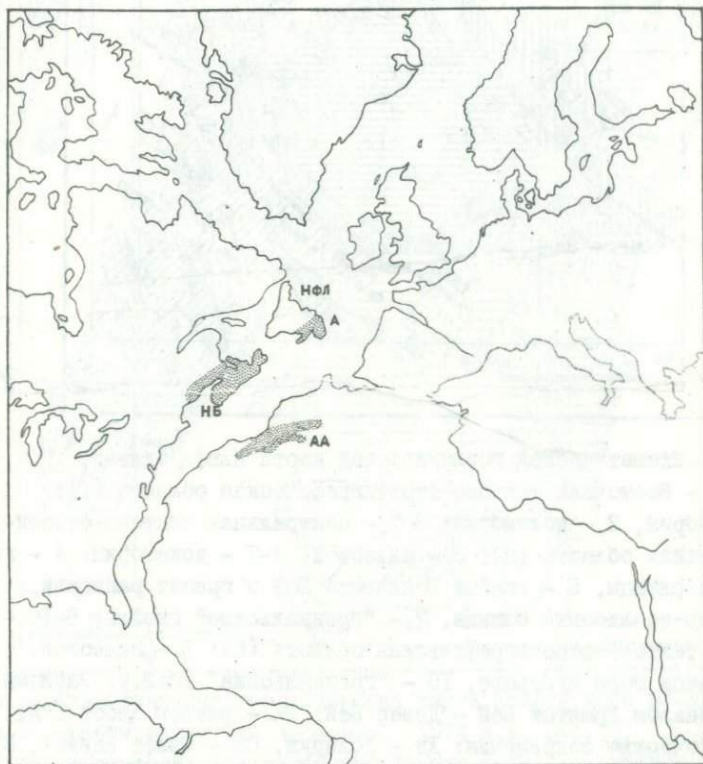
- Hughes C.J., Brückner D., 1971. Late Precambrian rocks of eastern Avalon Peninsula, Newfoundland - a volcanic island complex. - *Can. J. Earth Sci.*, vol. 8, p. 899-915.
- Jenness S.E., 1963. Terra Nova and Bonavista map-areas, Newfoundland. - *Geol. Surv. Can. Mem.* 327, 184 p.
- Juery A., Lancelot J.R., Hamet J., Proust F., Allègre C.J., 1974. L'âge des rhyolites du Pr. III du Haut Atlas et le problème de la limite Précambrien-Cambrien. - 2è Réunion. *Ann. Sci. de la Terre*, Pont-à-Mousson, Avril 1974, p. 230.
- Juery A., Lancelot J.R., Hamet J., Proust F., Allègre C.J., 1975. Chronologie U-Pb et Rb-Sr du socle du Précambrien du Haut Atlas. 3è Réunion. *Ann. Sci. de la Terre*, Montpellier, Avril 1975, p. 209.
- Katts H.F., 1970. Geology and mineralogy of the pyrophyllite deposits south of Manuels, Avalon Peninsula, Newfoundland. - Unpubl. M. Sc. thesis, Memorial Univ. of Newfoundland.
- Kennedy M.J., 1971. Structure and stratigraphic of the Fleur de Lys Supergroup in the Fleur de Lys area, Burlington Peninsula, Newfoundland. - *Geol. Assoc. Can. Proc.*, vol. 24, p. 59-71.
- Kennedy M.J., 1975a. The Fleur de Lys Supergroup: stratigraphic comparison of Moine and Dalradian equivalents in Newfoundland with the British Caledonides. - *J. geol. Soc. London*, vol. 131, p. 305-310.
- Kennedy M.J., 1975b. Repetitive orogeny in the northeastern Appalachians new plate models based upon Newfoundland examples. - *Tectonophysics*, vol. 28, p. 39-87.
- Kennedy M.J., McGonigal M.H., 1972. The Gander Lake and Davidsville Groups of northeastern Newfoundland: New data and geotectonic implications. - *Can. J. Earth Sci.*, vol. 9, p. 452-459.
- Kennedy M.J., Neale E.R.W., Phillips W.E.A., 1972. Similarities in the early structural development of the northwestern margin of the Newfoundland Appalachians and the Irish Caledonides. - *Rep. 24 th Int. Geol. Congr.*, Montreal, Sect. 3, p. 516-531.
- Kennedy W.Q., 1964. The structural differentiation of Africa in Pan-African (+ 500 m.y.) tectonic episode. - 8 th Ann. Rep. Res. Inst. African Geol. Univ. Leeds, p. 48-49.
- Корреляция Докембрия, 1975. Путеводитель экскурсии в Башкирии, 21-31 августа 1975 г. Уфа. Акад. наук СССР и Министерство геологии СССР.

Крылов И.Н., 1975. Строматолиты рифея и фанерозоя СССР.-
Тр. ГИН АН СССР, вып. 274. М., "Наука".

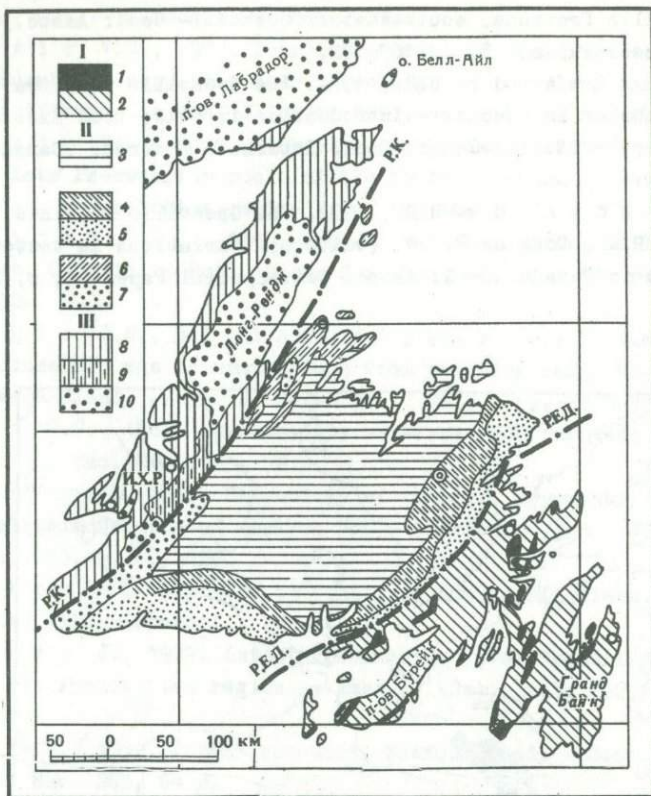
- L a s s e r g e M., L a m e u e r e Y., 1969. Données stratigraphiques et géochronologiques sur la dorsale précambrienne du pays Reguibate (Mauritanie Nord, Algérie). - 5è Coll. Géol. Afr. - Ann. Fac. Sci. Univ. Clermont-Ferrand, N 44, Géol.-Minéral. - 19è, p. 48-49.
- L e b a l n c M., 1975. Ohiolites précambriennes et gîtes arséniés de Cobalt (Bou Azzer, Maroc). - Thèse, Centre Géol. et Géophys. Univ. Montpellier, 329 p. (polycopié).
- L i l l y H.D., 1963. Geology of Hughes Brook - Goose Arm area, west Newfoundland. - Memorial Univ. Newfoundland, Geol. Rept. 2, 123 p.
- L i l l y H.D., 1966. Late Precambrian and Appalachian tectonics in the light of submarine exploration on the Great Bank of Newfoundland and in the Gulf of St Lawrence. Preliminary views. - Amer. J. Sci., vol. 264, p. 569-574.
- M c C a r t n e y W.D., 1967. Whitbourne map-area, Newfoundland. - Geol. Surv. Can. Mem. 341, 135 p.
- M c C a r t n e y W.D., P o o l e W.H., W a n l e s s R.K., W i l l i a m s H., L o v e r i d g e W.D., 1966. Rb/Sr age and geological setting of the Holyrood Granite, southeast Newfoundland. - Can. J. Earth Sci., vol. 3, p. 947-957.
- M c G o n i g a l M.H., 1973. The Gander and Davidsville Groups: major tectonostratigraphic units in the Gander Lake area, Newfoundland. - Unpubl. M. Sc. thesis, Memorial Univ. of Newfoundland.
- M c K i l l o p J.H., 1963. Geology of the Corner Brook area, Newfoundland, with emphasis on the carbonate deposits. - Memorial Univ. Newfoundland, Geol. Rept. 1, 102 p.
- M i s r a S.B., 1969. Late Precambrian (?) fossils from southeastern Newfoundland. - Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 82, p. 979-988.
- N e a l e E.R.W., 1972. Field excursion A62-C62, a cross section through the Appalachian orogen in Newfoundland, guidebook. - 24 th Int. Geol. Congr., Montreal, 84 p.
- O ' B r i e n B.H., 1972. Geology of the area between North Arm, Holyrood Bay and Harbour Main, Conception Bay, southeastern Newfoundland. - Unpubl. B. Sc. diss., Memorial Univ. of Newfoundland.
- O ' B r i e n S.J.F., S t r o n g P., S t r o n g D.F., T a y l o r S.W., W i l t o n D.H., 1975. Geology of the Marystown

- Burin - St Lawrence area, G.A.C. Nfld. field trip. Sept. 26-28, 1975. - Memoographed manuscript.
- P e p e z i k V.S., 1973. Detrital garnet and muscovite in Late Precambrian sandstone near St John's, Newfoundland, and their significance. - Can. J. Earth Sci., vol. 10, p. 430-432.
- P e p e z i k V.S., 1974. Prehnite-pumpellyite facies metamorphism of Late Precambrian rocks of the Avalon Peninsula, Newfoundland. - Can. Mineralogist, vol. 12, p. 463-468.
- P e t t i j o h n F.J., 1940. Archean metaconcretions of Thunder lake, Ontario. - Bull. Geol. Soc. America, vol. 51, p. 1841-1850.
- P r i n g l e I.R., M i l l e r J.A., W a r r e l l D.M., 1971. Radiometric age determinations from the Long Range Mountains, Newfoundland. - Can. J. Earth Sci., vol. 8, p. 1325-1330.
- R i l e y G.C., 1962. Stephenville map-area, Newfoundland. Geol. Surv. - Can. Mém. 323, 72 p.
- R o d g e r s J., 1967. Chronology of tectonic movements in the Appalachian region of eastern North America. - Amer. J. Sci., vol. 265, p. 408-427.
- R o d g e r s J., 1970. The tectonics of the Appalachians. - New York, Wiley-Intersci., 271 p.
- R o d g e r s J., 1972. Latest Precambrian (post-Grenville) rocks of the Appalachian region. - Amer. J. Sci., vol. 272, p. 507-520.
- R o s e E.R., 1952. Torbay map-area, Newfoundland. - Geol. Surv. Can. Mem. 265, 64 p.
- S c h e n k P.E., 1971. Southeastern Atlantic Canada, northwestern Africa, and continental drift. - Can. J. Earth Sci., vol. 8, p. 1218-1251.
- S t u k a s V., R e y n o l d s P.H., 1974. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of the Long Range dikes, Newfoundland. - Earth Planet. Sci. Lett., vol. 22, p. 256-266.
- W a n l e s s R.K., S t e v e n s R.D., L a c h a n g e G.R., E d m o n d s C.M., 1967. Age determinations and geological studies, K-Ar isotopic ages, report 7. - Geol. Surv. Can. Paper 66-17, 120 p.
- W i l l i a m s H., K i n g A.F., 1975. Southern Avalon, Newfoundland: Trepassey map-area (1K). - Geol. Surv. Can. Paper 75-1, part A, p. 11-15.
- W i l l i a m s H., S t e v e n s R.K., 1969. Geology of Belle Isle - northern extremity of the deformed Appalachian miogeosynclinal belt. - Can. J. Earth Sci., vol. 6, p. 1145-1157.

- W y n n e E d w a r d s H.R., 1969. Tectonic overprinting in the Grenville Province, south-Western Quebec. - Geol. Assoc. Canada, Spec. Paper N 5, p. 163-182.
- W y n n e E d w a r d s H.R., 1972. The Grenville province of the Precambrian in Quebec. - Introduction in Guide Book Exc. A 46 - C 46, p. 1-23. 24è Congr. Geol. internat. Montréal (Canada) 1972.
- W y n n e E d w a r d s H.R., 1972. The Grenville Province. - In: Price R.A., Douglas R.J.W. (editors): Variations in tectonic styles in Canada. Geol. Assoc. Can. Special Paper 11, p. 263-334.



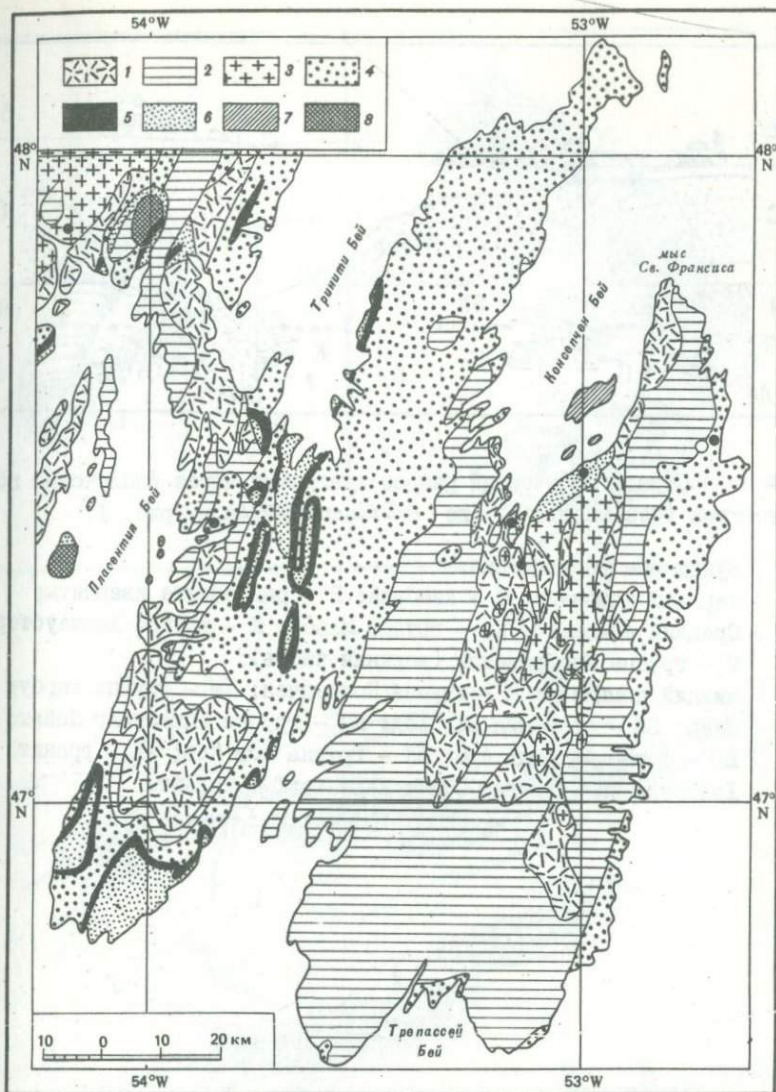
Р и с. 1. Вероятное расположение континентальных масс до раскрытия Атлантического океана в мезозое и кайнозое (по Choubert В., 1935, рис. 2). НФЛ - Ньюфаундленд; НБ - Ньюбрунсуик; А - Авалонская зона; АА - Анти-Атлас



Р и с. 2. Схематическая геологическая карта Ньюфаундленда

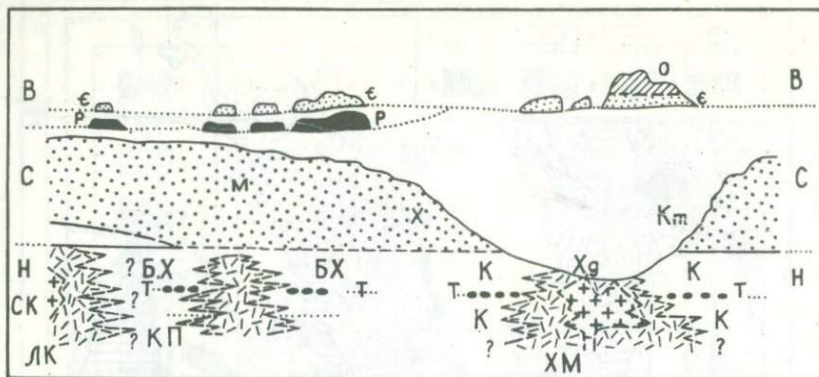
I-2 - Восточная тектоно-стратиграфическая область (I):

I - кембрий, 2 - докембрий; 3-7 - Центральная тектоно-стратиграфическая область (II): 3 - палеозой, 4-7 - докембрий: 4 - гандерские сланцы, 5 - гнейсы Бонависта Бей и гранит рапакиви, 6 - флер-де-лисовне сланцы, 7 - "гренильские" гнейсы; 8-10 - Западная тектоно-стратиграфическая область (III): 8 - палеозой, 9 - сланцы горы Мусгреве, 10 - "гренильские" гнейсы. Разломы: РЕД - разлом Эрмитаж Бей - Довер Бей; Р.К. - разлом Кабот Бей; Географические сокращения: Хд - Холируд, СК - Свифт Керент, Мт - Мусгреветон, Фдл - Флер-де-Лис, ММ - гора Мусгреве, КБ - Корнер Брук, ИХР - Индейский Хед Рейндж, СтВ - Стефенвиль, Ст - гора Стиль, ЕБ - Эрмитаж Бей



Р и с. 3. Схематическая геологическая карта Авалонского полуострова в Ньюфаундленде (по Brückner, 1974 а, в, рис. 1)

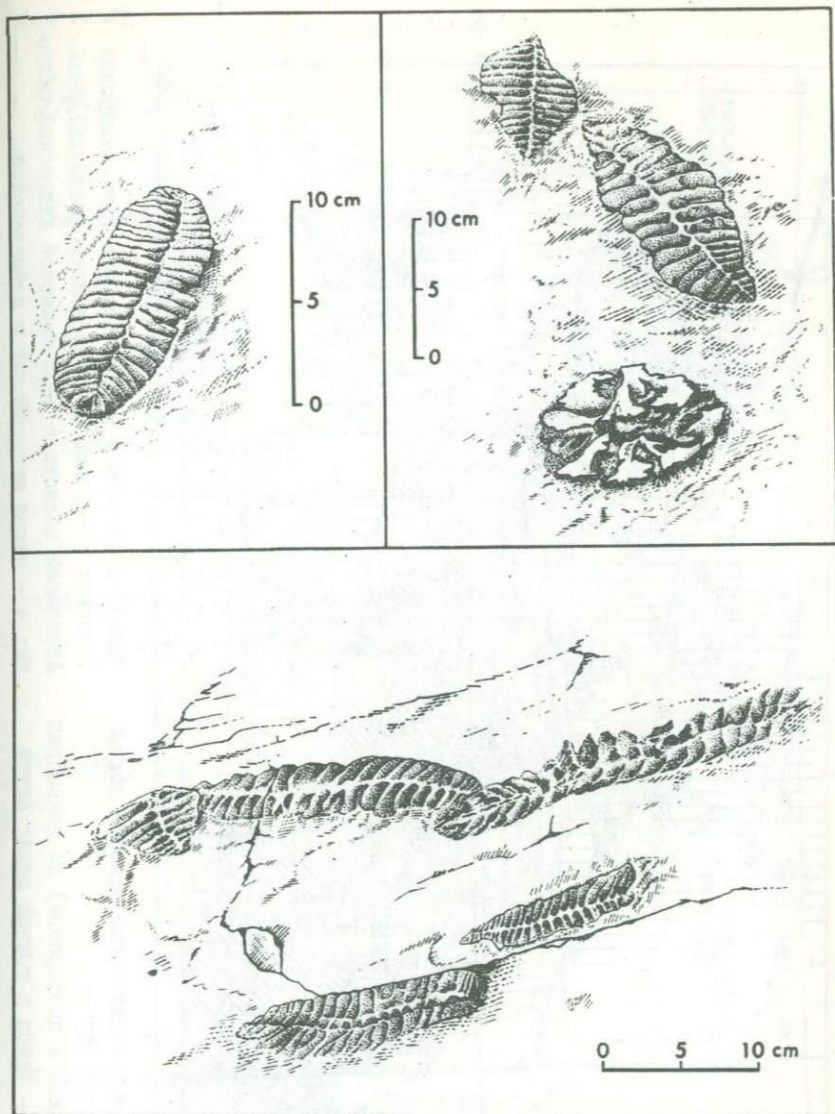
1-4 - докембрий: 1 - вулканиты Харбур Мейн, 2 - группы Консейшен и Конектинг Пойнт, 3 - граниты Холируд и Свифт Керент, 4 - группа Кабот (моласса); 5-8 - палеозой: 5 - рандомские кварциты, 6 - нижний кембрий, 7 - ордовик, 8 - девонские интрузии. Географические сокращения: КТ - Каботская башня, М - Мануэльс, ХМ - Харбур Мейн, Хд - Холируд, МР - Мистакен Пойнт, СК - Свифт Керент, ЛХ - Лонг Харбур, БХ - Биг Хед



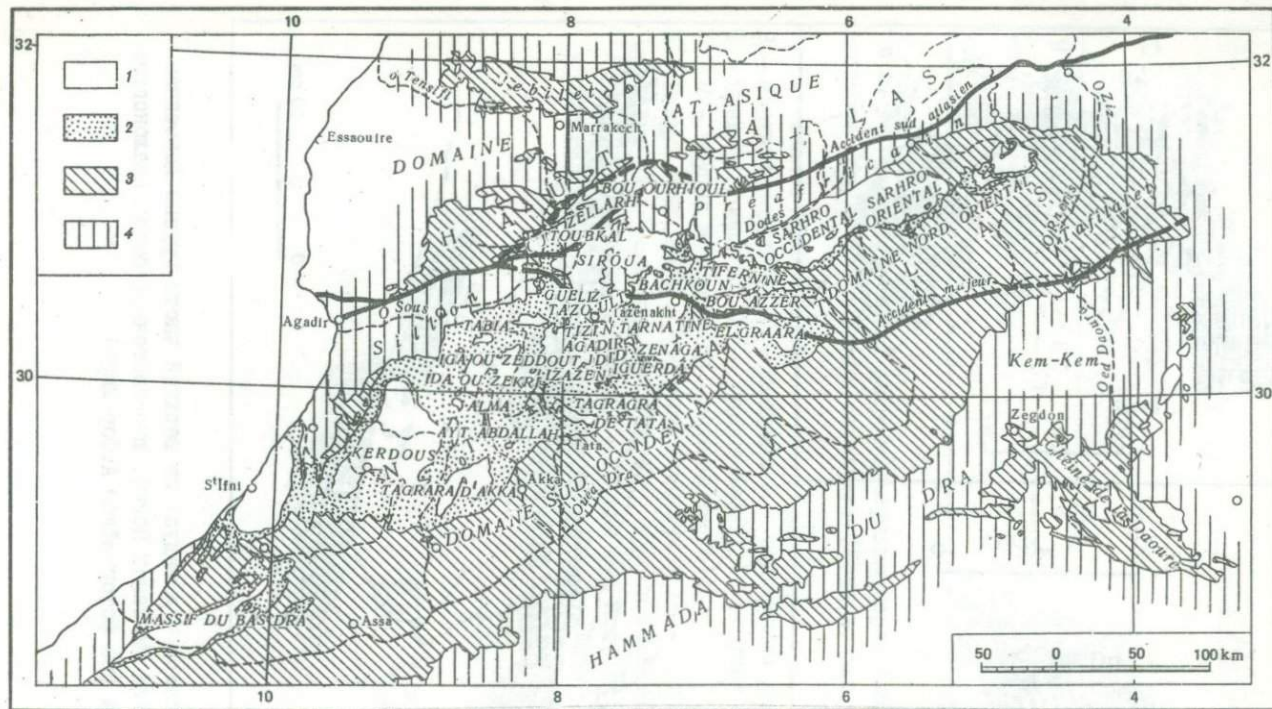
Р и с. 4. Стратиграфический разрез-диаграмма через Авалонский полуостров (без масштаба) (по Brückner, 1974а, в, рис. 1)

Буквенные обозначения:

- В - Верхний комплекс: С - кембрий; Р - рандомские кварциты;
 С - Средний комплекс: Кт - группа Кабот; Х - группа Ходжеуотер;
 М - группа Мустрветон (верхняя часть);
 Н - Нижний комплекс: К - группа Конселчен; ХМ - группа Харбур
 Мейн; БХ - формация Биг Хед; КП - группа Конектинг Пойнт;
 БА - формация Бюль Арм; ЛК - группа Лов Ков; Хд - гранит
 Холируд; СК - гранит Сфидт Керент; Т - тиллиты

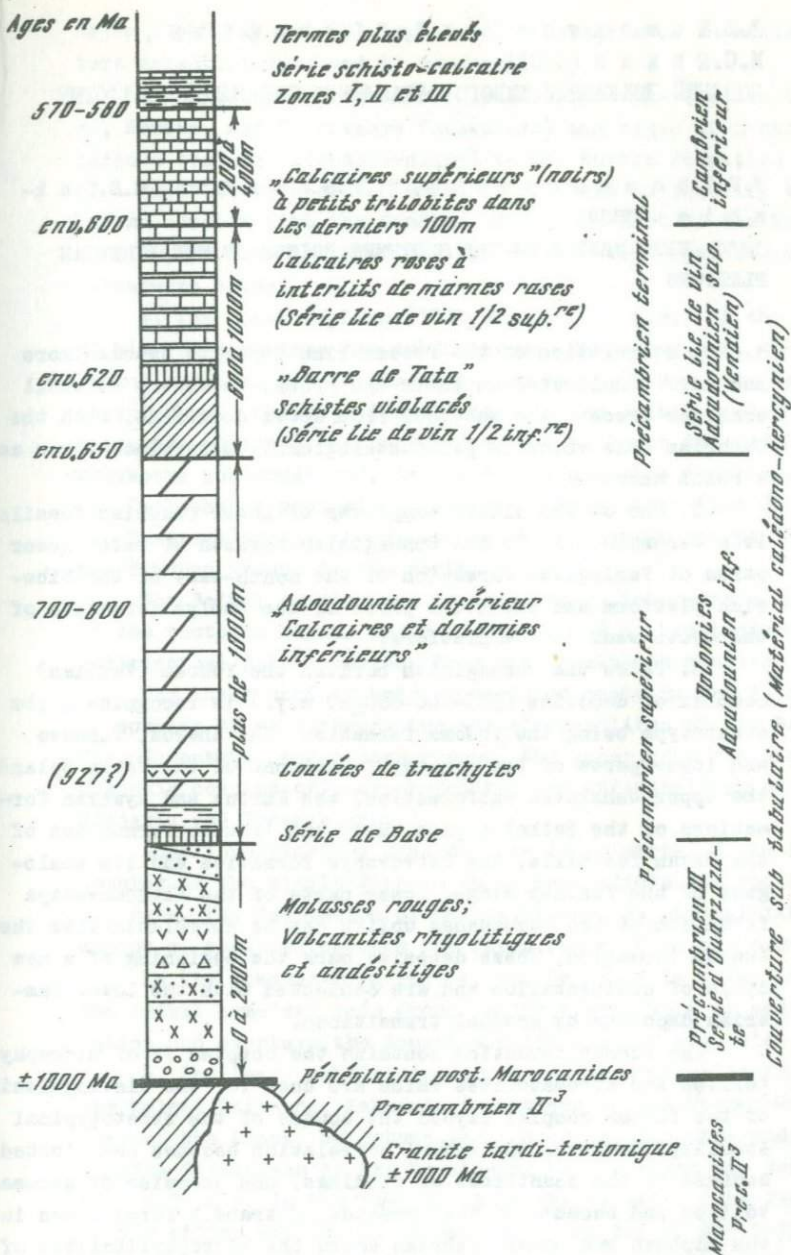


Р и с. 5. Metazoa и медуза из верхней части группы Консепчен. Месторождение Мистакен Пойнт, юго-восточный берег Авалонского полуострова (по фотографиям А. Фор-Мюрэ)



Р и с. 6. Схематическая карта распределения докембрийских массивов в Анти-Атласе
 I – докембрий (архай и протерозой) до докембрия
 III включительно; 2 – чехол в горной цепи: Адулу

нижний и верхний и нижний кембрий Анти-Атласской области; 3 – палеозой (без нижнего кембрия) Анти-Атласской области и весь палеозой Атласской области; 4 – чехол мезозойский и кайнозойский



Р и с. 7. Стратиграфическая шкала чехла Анти-Атласа, залегающего на последнем докембрийском складчатом поясе (Мароканиды): докембрий III, нижний Адулу, верхний Адулу (везд) и начало нижнего кембрия

В.В.Х о м е н т о в с к и й, В.Ю.Ш е н ф и л ь ,
М.С.Я к ш и н (СССР)
ПОЗДНИЙ ДОКЕМБРИЙ ЮЖНОГО ОБРАМЛЕНИЯ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

V.V.K h o m e n t o v s k y, V.Yu.S h e n f i l l, M.S.Y a k
s h i n (USSR)

LATE PRECAMBRIAN OF THE SOUTHERN FRINGE OF THE SIBERIAN
PLATFORM

1. The correlation of the Precambrian deposits becomes more and more complicated as their age grows. Therefore we shall consider Precambrian sections from above downwards, with the Cambrian base which is palaeontologically determined taken as a bench mark.

2. One of the oldest complexes of Lower Cambrian fossils is a Sunnagin one. To the Sunnaginian horizon we refer lower parts of Variegated formation of the south-east of the Siberian platform and the lower parts of the Ussolye formation of the south-west of the platform.

3. Below the Sunnaginian horizon the Yudoma (Vendian) complex of deposits (575-600-680₊₂₀ m.y.) is recognized, its stratotype being the Yudoma formation. The Zherba, Tinnovo and lower parts of the Nokhtuy formations of the Patom Upland, the upper Ushakovka subformation, the Kurtun and Ayankan formations of the Baikal region, Moty and Irkutsk formations of the Sayan foothills, the Ostrovnnoye formation and its analogues of the Yenisey Ridge, lower parts of the Platonovskaya formation of the Turukhansk uplift can be correlated with the Yudoma formation. These deposits mark the beginning of a new cycle of sedimentation and are connected with the Lower Cambrian deposits by gradual transitions.

The Yudoma formation contains the complex IV of microphytolites and stromatolites which are used for the distinguishing of the Yudoma complex beyond the bounds of the stratotypical locality. However, the actual correlation becomes complicated because of the scantiness of findings, and endemism of stromatolites and because of the presence of transit forms known in the Riphean and Lower Cambrian among the microphytolites of the complex IV. This results in different interpretations of the volume of the Yudoma complex in the Baikal region, the

Sayan foothills and the Yenisey Ridge where some investigators essentially extend it downwards.

The presence of fossils of ediacarian type (in the Yudoma, Kurtun, and Ostrovnoye formations) and algae with non-calcareous thaleus (Vendotaenides) in the Kurtun formation is of a great importance and makes it possible to identify the Yudoma complex with the Vendian. The upper part of the Yudoma complex contains isolated remains of skeletal organisms and calcareous algae.

4. The upper Riphean (1000 ± 50 - 680 ± 20 m.y.) of the south of Siberia comprises two subdivisions. The upper one, the Baikal complex, can be traced in the Patom Upland (the Kalanchevo, Shuya, Chenchin formations), in the Baikal region (the Goloustye, Uluntuy, Kachergat formations, lower and middle Ushakovka subformation), in the Sayan-foothills (the Karagassky, Oselohnaya groups) and in the Yenisey Ridge (the Oslyanka, Taseyeva groups in the south, the Chingasan and partially the Nemchan groups in the north).

The Baikal complex was preceded by an intensive activation of the tectonic regime dated (850 ± 50 m.y.) on the basis of radiological determinations from the Posolnensk granites.

The lower part of this subdivision contains the Kalanchevo complex of microphytolites and stromatolites of the Baicalia, Conophyton and others groups, the upper part contains the Chenchin complex of microphytolites and stromatolites of the Minjaria and Inzeria groups.

Some investigators consider the lower parts of the Baikal complex as the middle Riphean which contradicts the geological data. The foundation of this statement by stromatolites cannot be accepted because the forms found there are endemic.

In the Utechur-Maya region, the Uy group is referred to the Baikal complex. This group begins a new cycle of sedimentation and overlays the deposits which are 890 m.y. old.

5. The lower subdivision of the upper Riphean includes the Malga, Tsipanda, Lakhanda formations in the Utchur-Maya region, the Linok, Sukhotunguska, Derevnaya, Burovaya and Shorikhino formations in the Turukhansk uplift which are younger than 1000 m.y. In the Yenisey Ridge the deposits from the bottom of the Kartotchka formation to the top of the Dadykta one correspond to them. In the Patom Upland, the Barakun and Valyukhta formations subjacent to the Baikal complex and containing transit forms of microphytolites, Vesicularites flexuosus and *Osagia tenuilamellata*, and a number of endemic

forms, were conventionally included into this subdivision.

In the upper parts of the Tsipanda, Lakhanda and Derevnya formations, alongside with dominating stromatolites of the Baikalia, Jacutophyton, and Conophyton groups, there are representatives of the Minjaria, Jurusania, Inzeria, and Gymnosolen groups, and, together with the radiological data, this makes it possible to correlate them with the lower horizons of the upper Riphean of the astratotypical section of the Urals. The microphytolite association of the Derevnya, Lakhanda and Dashka formations is rather peculiar. Side by side with Riphean forms there are microphytolites in them which have been considered earlier typically Yudoman (*Vesicularites bothrydioformis*, *Volvatella*, *Ambigolamellatus*, *Nubecularites abustus*). This fact indicates the necessity of the control of the data obtained by means of microphytolites by other methods.

6. Pre-upper Riphean deposits of the late Precambrian of the south of Siberia can be divided into the lower and middle Riphean only in the Utchur-Maya region where there are plenty of determinations of the absolute age by glauconite. As to the rest of the territory, we can say that with radiological and stromatolite determinations being almost absent and with the endemism of the pre-upper Riphean microphytolite associations we can single out the middle Riphean only conventionally, and in more complete sections (the Patom Upland, the Yenisey Ridge) we can probably single out the lower Riphean sediments too.

7. The correlation that has been carried out is based on historical-geological data and collaborated by radiological and phytolite determinations. The analysis of the present state of the problem of radiological dating and the study of microphytolites indicate that for the division and correlation of the Precambrian deposits only complete, multiple-convergent results tested by regional geological researches can be used.

Большие достижения в области изучения органических остатков из позднедокембрийских отложений существенно изменили традиционный подход к их расчленению и корреляции. Вместе с тем анализ имеющихся материалов показывает, что на современной стадии изучения применение биостратиграфического метода в докембрии связано с большими трудностями и его нельзя переоценивать. Изучение докемб-

рийских ископаемых водорослей по существу только еще начинается, а при использовании в стратиграфии докембрия фитолитов (стрематолитов и микрофитолитов) мы обычно сталкиваемся с тем, что возрастные диапазоны многих форм либо не ясны, либо существенно изменяются по мере накопления материала.

На этом уровне разработки биостратиграфии позднего докембрия исключительно важен контроль предварительных выводов другими методами, среди которых особого внимания заслуживает прямая геологическая корреляция. Осуществить ее удается в пределах южной окраины Сибирской платформы, где прогибы, выполненные позднедокембрийскими толщами, протягиваются почти непрерывной полосой от Игарского до Учуро-Майского района.

На восточном фланге рассматриваемого пояса, в Учуро-Майском прогибе разрез позднего докембрия венчается юдомской свитой, на основе которой выделено межрегиональное сибирское подразделение — юдомский комплекс, или юдомий (рис. 1). Он состоит из двух подсвит, сложенных преимущественно доломитами и кварцевыми песчаниками в основании (Семихатов и др., 1970). В Юдоме-Майском прогибе отложения юдомской свиты без видимого несогласия залегают на терригенных отложениях уйской серии, а в сторону Алданского щита с небольшим угловым несогласием переходят на все более древние образования, вплоть до архейского фундамента. Имея четкую историко-геологическую границу снизу, юдомская свита обычно связана постепенными переходами с отложениями нижнего кембрия, начинающимися суннагиским горизонтом. Сохраняя характерные особенности своего стратотипа, юдомский комплекс уверенно прослеживается до Патомского прогиба, где нижняя часть его выводится на жербинскую свиту (Хоментовский и др., 1972). По данным многочисленных скважин жербинская свита достаточно определенно сопоставляется с мотской в Иркутском амфитеатре и в Присаянье (рис. 2).

Прослеживание нижней границы юдомского комплекса по простиранию от Патомского прогиба через основание верхнеушачковской подсвиты Прибайкалья на основании мотской свиты Присаянья дает сходящиеся результаты (Хоментовский и др., 1972). На Енисейском крае эта граница проводится по основанию островной свиты, исходя из общепризнанной корреляции ее мотской (усть-тагульской) свитой Присаянья (Анатольева и др., 1966). На севере Енисейского края аналогом островной свиты является верхняя толща немчанской серии.

Таким образом, выдержанный по составу и мощностям юдомский комплекс распространяется далеко за пределы рифейских окраинных

прегибам, образуя основание фанерозойского платформенного чехла (Хоментовский, 1974). Карбонатные породы юдома обильно охарактеризованы фитолитами. Юдомские строматолиты образуют специфическую ассоциацию, но количество широко распространенных форм, имеющих корреляционное значение, в ней ограниченное: *Voxonia allahjunica* Ком. et Semikh., *V. grumulosa* Ком., *Colleniella singularis* Ком., *Paniscollenia emergens* Ком. (Семихатов и др., 1970; Королюк, Сидоров, 1969; Хоментовский и др., 1972; Дольник, Воронцова, 1974; Шенфильд, 1975). В ряде крупных регионов (Присаянье, Енисейский край) они вообще отсутствуют. Эти обстоятельства, а также то, что низы юдомского комплекса в Сибири обычно сложены терригенными породами или отделены от подстилающих отложений крупным перерывом, затрудняют обоснование и корреляцию его по строматолитам.

Строматолиты групп *Linella* и *Patomia*, которые ранее считались исключительно юдомскими, имеют гораздо более широкий диапазон вертикального распространения. *Linella* была обнаружена в верхнерифейской формации Биттер-Спрингс в Австралии (Glaessner et al., 1969); строматолиты, имеющие морфологию, близкую к *Linella*, развиты в IV подсвите лахандинской свиты и в верхах карагасской серии Присаянья. *Patomia* развита в верхах ченчинской свиты и в верхах карагасской серии. Так называемый юдомский (четвертый) комплекс микрофитоцитов представлен более чем 20 формами. Однако большинство форм этого комплекса являются проходящими. Они появляются на различных уровнях верхнего рифея, а иногда распространены в нем довольно широко (Хоментовский и др., 1972; Яшкин, 1975а).

Vesicularites bothrydioformis и *Ambigolamellatus horridus* появляются в массовом количестве с лахандинского уровня (Хоментовский и др., 1972), формы группы *Volvatella* широко распространены в каланчезской ассоциации (Яшкин, 1975а) и т.д. (рис. 3). Раннее появление микрофитоцитов юдомской ассоциации отмечается и за пределами рассматриваемой территории — на Русской платформе (Соловцов и др., 1975) и в Саяно-Алтайской складчатой области (Яшкин, 1975б). Прохождение юдомских микрофитоцитов в нижний кембрий отмечается довольно часто в разрезах Патомского нагорья (Журавлева, 1964; Решения..., 1972). Иногда формы, считающиеся исключительно юдомскими, оказываются резко преобладающими в гораздо более древних слоях рифея (дашкинская свита Енисейского края, нелазгерская и сизтачанская свиты Хараулаха, гожанская свита Приуралья и др.). Отсюда следует, что использование фитоцитов для

выделения и корреляции юдомия без контроля другими методами может привести к крупным ошибкам.

В настоящий момент в рифейских отложениях по литературным данным известны находки практически всех юдомских форм, однако по материалам совместного изучения коллекций на прошедших коллоквиумах в отношении некоторых форм эти данные не подтверждаются. К числу таких форм относятся довольно широко распространенные в юдомских отложениях *Osagia globulosa* Korol., *O. corticosa* Nar., *Vesicularites lobatus* Reitl., *V. concretus* Z. Zhur., *V. subinensis* Zabr., *V. simplaris* Yaksch., *Vermiculites tortuosus* Reitl. Они имеют более узкий интервал вертикального распространения (рис.3) и могут служить более или менее надежной основой для выделения и корреляции юдомия Сибири.

Исключительное значение для характеристики юдомского комплекса имеют находки эдиакарской фауны (в юдомской, куртунской и островной свитах), количество которых прогрессивно растет (Соколов, 1975, и др.).

Цифры абсолютного возраста из юдомской свиты (620, 635, 650 млн. лет), из подошвы суннагинского горизонта (575, 600, 610 млн. лет) и из ингилийской интрузии, предшествовавшей формированию юдомской свиты (650-700 млн. лет) (Семихатов и др., 1970; Хоментовский и др., 1972), определяют период ее образования интервалом от 650-675 до 600-575 млн. лет. Такой же порядок цифр для верхов немчанской серии Енисейского кряжа (635 млн. лет), аянканской свиты Прибайкалья (609 млн. лет) и средней части усатовской свиты Патомского нагорья (575 млн. лет). Приведенные данные позволяют сопоставить юдомский комплекс с вендом Русской платформы.

Следующим естественноисторическим геологическим подразделением, выделяющимся по южному обрамлению Сибирской платформы ниже юдомского комплекса, является байкальский комплекс. В Патомском прогибе (см. рис. 1) байкальский комплекс представлен отложениями каданчевской, жуинской и ченчинской свит. Первая, в центральных частях Патомского прогиба, залегает согласно на валухтинской свите, а западнее ложится с несогласием на значительно более древние отложения акитканской серии, постепенно сменяясь в сторону Прибайкалья отложениями голоустенской и улунтуйской свит. Аналоги подкаданчевских рифейских отложений Патомского прогиба здесь не установлены. Кроме голоустенской и улунтуйской свит в состав байкальского комплекса Прибайкалья входят согласно залегающие выше по разрезу ка чергатская свита и две нижние подсвиты ушаковской свиты.

В Присяянье байкальскому комплексу соответствуют карагасская и оселковая серии, разделенные перерывом. В юго-западном Прибайкалье последнему отвечают конгломераты в основании качергатской свиты. На юге Енисейского кряжа с карагасской серией сопоставляется ослянская, а с оселковой — тасеевская. На севере их аналогами являются соответственно чингасанская и большая нижняя часть немчанской серии. В Учуро-Майском районе к байкальскому комплексу условно относятся отложения уйской серии, на чало формирования которой связано с явной активизацией тектонических движений, а на Туруханском поднятии наиболее вероятным его аналогом являются отложения мироедихинской, туруханской и дурномысской свит.

Начало предбайкальской активизации датируется на основании радиологических определений из подстилающей уйскую серию игниканской свиты в 890 млн. лет и из посольненских гранитов Енисейского кряжа — в 850 ± 50 млн. лет (Геохронология..., 1968). Непосредственно из отложений байкальского комплекса радиологические определения по глаукониту известны из чинганской серии Енисейского кряжа, 747–770 млн. лет (Семихатов и др., 1970). Верхняя часть байкальского комплекса в некоторых районах охарактеризована типичной для верхнего рифея ассоциацией строматолитов; большая же нижняя часть его в Патомском нагорье содержит эндемичные формы строматолитов из группы *Baicalia*, а в Прибайкалье — *Conophyton cadilnicus* Kor. И *Baicalia baicalica* Masl. Последняя форма считалась ранее средне-рифейской на основании сопоставления с ней *Baicalia* из стратотипа среднего рифея Урала. Всесоюзный colloquium по строматолитам (Решения..., 1975) единодушно поставил под сомнение возможность идентификации топотипа *B. baicalica* из Прибайкалья ввиду плохой сохранности микроструктуры с формами, выделяемыми под этим названием во всех других регионах. Таким образом, прибайкальская *B. baicalica* Kryl. по существу оказалась также эндемичной, как и *C. cadilnicus*, развитый только в Прибайкалье. Представители групп *Baicalia* и *Conophyton* известны не только в среднем, но и в верхнем рифее. Поэтому отнесение низов байкальского комплекса на основании эндемичных форм этих групп к среднему рифею, как это делает ряд исследователей, является неоправданным.

В составе верхнебайкальской (чинчинской) ассоциации микрофитолитов насчитывается более двух десятков форм, но лишь три из них — *Osgia grandis* Z. Zhur., *Asterosphaeroides serratus* Z. Zhur., *A. emendatus* Jaksch. — широко распространены в отложениях этого возраста и могут считаться руководящими для него. Основная

масса форм группы *Radiosus* Z. Zhur. и большинство форм группы *Asterosphaeroides* Reittl. выделены без учета вторичных изменений (см. Решения ..., 1975) и не пригодны для уверенного обоснования аналогов жуинской и ченчинской свит. Остальные формы этой ассоциации являются проходящими.

Ченчинская ассоциация микрофитоцитов (даже в широком смысле) отличается локальностью распространения в ряде далеко удаленных регионов, а ее возрастные границы не всегда синхронны в разных разрезах. Так, в Присаянье ее формы появляются, вероятно, раньше, чем в Патомском нагорье (Хоментовский и др., 1972), а на севере Сибирской платформы (р. Котуйкан) формы групп *Radiosus* и *Asterosphaeroides* известны с уровня, определяемого по радиологическим данным как среднерифейский (Мильштейн, 1965). Нижняя часть байкальского комплекса в большинстве сибирских опорных разрезов позднего докембрия охарактеризована каланчевской ассоциацией микрофитоцитов (Яшкин, 1975а). Руководящие формы ее (см. рис. 3) имеют исключительное значение для корреляции. Имеются ссылки на находки некоторых из них в более древних отложениях (Дольник, Веронцова, 1974), однако на прошедшем в Новосибирске Всесоюзном коллоквиуме по микрофитоцитам они не апробировались (Решения..., 1975).

Таким образом, байкальский комплекс является четким стратиграфическим подразделением, выделенным на основании геологических данных, датированных определенными ассоциациями фитоцитов и радиологическими определениями в интервале 800-680 млн. лет.

Корреляция добайкальских отложений более затруднительна. В Юдомо-Майском прогибе следующим крупным естественнo-историческим подразделением является майская серия, представляющая добайкальский крупный цикл осадконакопления. Практически все исследователи считают ее аналогом на Туруханском поднятии свиты от стрельногорской до шорихинской, а на Енисейском крае - от погорийской до дадыкитинской. В Патомском прогибе ее вероятным аналогом являются джемуканская, баракунская и валухтинская свиты.

Возрастная принадлежность майской серии и ее аналогов в связи с дискусионностью нижней границы верхнего рифея по строматолитам не вполне определена. Большая группа исследователей (Крылов, Шаповалова, 1970; Семихатов, 1974, и др.) связывают этот рубеж со сменой ассоциации строматолитов, в которой преобладают различные формы *Conophyton* *Jacutophyton* и *Baicalia*, ассоциацией, представленной формами групп *Gymnosolen*, *Inzeria*, *Ninjeria* и *Jurusania*, на основании сказанного граница среднего и

верхнего рифея проводится по подошве иттиканской свиты, завершающей майскую серию. Однако в настоящее время накоплено много фактов (Семихатов, 1962; Нужнов, 1967; Хоментовский и др., 1972) о совместном нахождении представителей обеих ассоциаций (деревинская и шориинская свиты Туруханского поднятия, лахандинская и ципандинская свиты Учуро-Майского района, серия Атар в синеклизе Таудэни). Весьма показательно, что серия Атар, в которой *Jacutophyton*, *Sonophyton* и *Baicalia* гораздо более развиты, чем *Gymnosolen aff. ramsayi* (Bertrand-Sarfati, 1972), рассматривается как верхнерифейская (Семихатов, 1974), что подтверждается и данными абсолютного возраста (Trompette, 1973). В связи с этим граница среднего и верхнего рифея по строматолитам проводится нами по появлению целого ряда характерных для верхнего рифея групп (*Minjaria*, *Gymnosolen*, *Juruvania*, *Inzeria*) и новых форм в группе *Baicalia* (*B. lacera*, *B. maica*, *B. rara*, *B. ampla*, *B. unca*, *B. buriatica* и даже *B. baicalica*). По существу почти все *Baicalia*, за исключением *B. minuta*, *B. inventa*, *B. aborigena*, были развиты в верхнем рифее. Нижняя граница верхнего рифея в подобной трактовке пройдет ниже основания ципандинской свиты (рис. 4). Это подтверждается и анализом радиологических данных, на основании интерпретации которых возраст ципандинской и лахандинской свит не древнее 950-1000 млн. лет. Если следовать традиционным представлениям и включать зильмердакскую свиту в верхний рифей, его нижняя граница будет соответствовать историко-геологическому рубежу 1050-1150 млн. лет, обусловленному гренвильской активизацией. В таком случае майская серия и ее аналоги целиком могут оказаться верхнерифейскими (Комар, 1973).

Пересмотр строматолитовой характеристики верхнего рифея приводит к ее обогащению разнообразными формами групп *Baicalia*, *Jacutophyton*, *Sonophyton*. Соответственно присутствие в отложениях строматолитов этих групп без характерных верхнерифейских групп и форм не несет однозначной информации о возрасте вмещающих толщ, так как в определенных условиях могут быть развиты ассоциации строматолитов, представленные одними проходящими формами.

Все сказанное свидетельствует о том, что определение принципа разграничения среднего и верхнего рифея по строматолитам нуждается в доработке.

Микрофитоциты нижней части верхнего рифея представлены исключительно проходящими и эндемичными формами, среди которых наибольшим распространением пользуются *Ovagia tenuilamellata* и *Vesicularites flexuosus*.

Доверхнерифейские отложения юга Сибири уверенно расчленяются на нижне- и среднерифейские только в Учуро-Майском районе (соответственно учурская и аймчанская серии), где имеются массовые определения абсолютного возраста по глаукониту и представительные ассоциации строматолитов. На остальной территории юга Сибири возможно лишь условное выделение отложений этого возраста из-за почти полного отсутствия данных по фитолитам и радиологических определений.

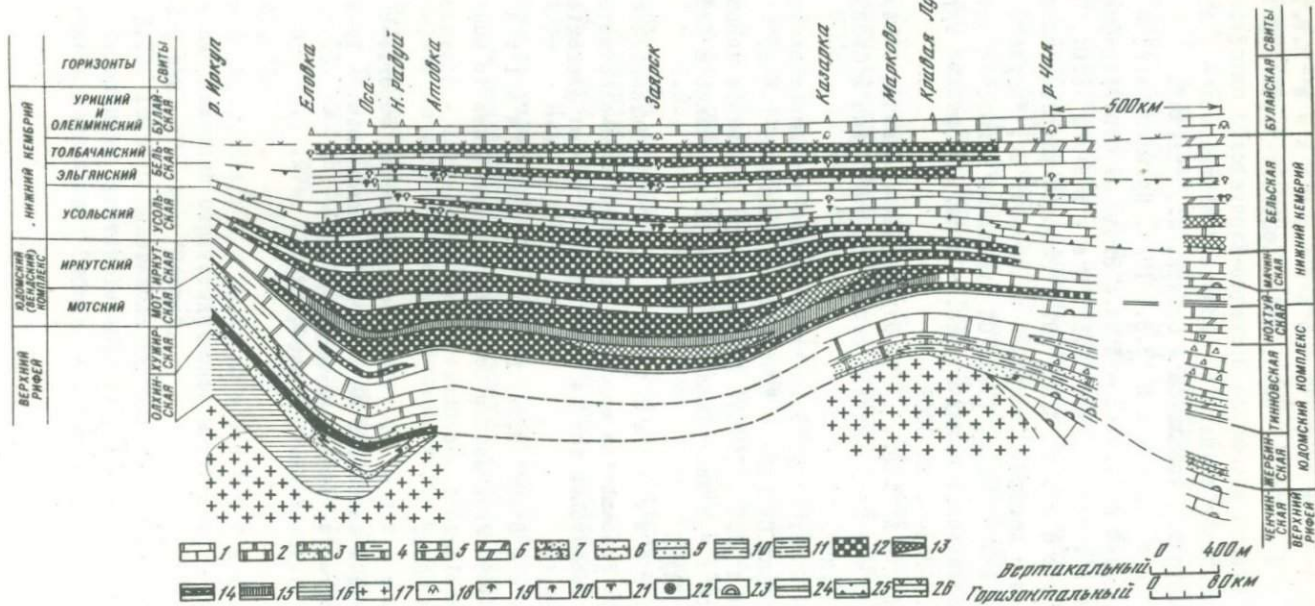
Изложенные данные позволяют сделать следующие выводы. Возрастные ассоциации фитолитов наиболее широко распространены в определенных стратиграфических интервалах. Однако многие достаточно типичные формы появляются и исчезают на значительном удалении от рубежей, которыми принято определять их границы. Это связано с тем, что появление новых форм происходит на фоне массового развития старых и местами со значительным запозданием. Нередко толщи со смешанными ассоциациями (переходные слои) по объему не уступают системам и значительно превосходят столь кратковременные подразделения, как юдомский комплекс. В связи с этим корреляция разрезов верхнего докембрия по одним только фитолитам нередко приводит к грубым ошибкам. Примером таковой является отнесение дашкинской свиты Енисейского кряжа (Журавлева и др., 1969) и палеогерской и сизятчанской свит Хараулаха (Журавлева, 1974) к юдомскому комплексу или низов байкальского комплекса - к среднему рифею (Журавлева, 1964; Дольник, Воронцова, 1974, и др.). Отсюда очевидно, что историко-геологический метод по-прежнему является основным при расчленении докембрия (Шатский, 1963), но палеонтологические и радиологические данные существенно уточняют выделенные на его основе подразделения.

ЛИТЕРАТУРА

- А н а т о л ь е в а А.И., Ж а р к о в М.А., С о в е т о в Ю.К., 1966. О корреляции красноцветных толщ венда и нижнего кембрия юго-западной окраины Сибирской платформы. - "Докл. АН СССР", 1966, т. 166, № 2.
- Геохронология докембрия Сибирской платформы, 1968. Л., "Наука".
- Д о л ь н и к Т.А., В о р о н ц о в а Г.А., 1974. Стратиграфия верхнего докембрия и нижних горизонтов кембрия Северо-Байкальского и Патомского нагорий. Иркутск.
- Ж у р а в л е в а З.А., 1964. Онколиты и катаграфии рифея и нижнего кембрия и их стратиграфическое значение. - Тр. ГИН АН СССР, вып. II4. М., "Наука".

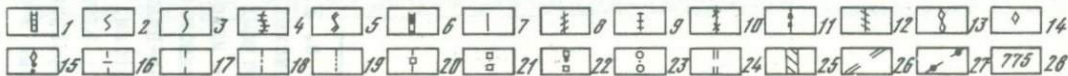
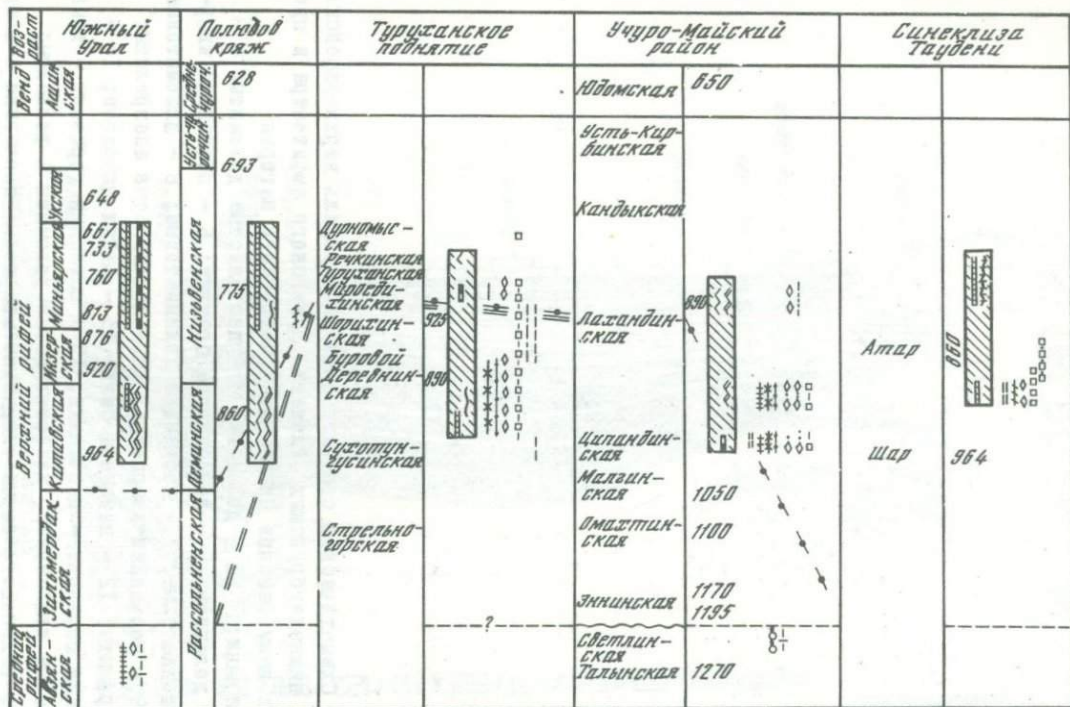
- Журавлева З.А., 1974. К вопросу о возрасте верхнедокембрийских отложений Хараулаха. - "Изв. АН СССР, сер. геол.", № 11.
- Журавлева З.А., Комар В.А., Чумаков Н.М., 1961. Строение и возраст отложений, относимых к толбинской свите. - "Докл. АН СССР", т. 140, № 3.
- Журавлева З.А., Крылов И.Н., Постельников Е.С., 1969. О стратиграфии и органических остатках дашкинской свиты ослянской серии (верхний докембрий Енисейского края). - "Изв. АН СССР, сер. геол.", № 7.
- Комар В.А., 1973. Новые данные о корреляции рифейских отложений Южного Урала и Сибири. - "Изв. АН СССР, сер. геол.", № 10.
- Королюк И.К., Сидоров А.Д., 1969. Строматолиты мотской свиты южного Прибайкалья и Юго-Восточного Присаянья. - "Докл. АН СССР", т. 184, № 3.
- Крылов И.Н., Шаповалова И.Г., 1970. О распространении строматолитов катавского комплекса в рифейских отложениях Урала и Сибири. - В кн.: Стратиграфия и палеонтология протерозоя и кембрия востока Сибирской платформы. Якутск.
- Мильштейн В.Е., 1965. Онколиты и катаграфии западного склона Анабарского подъятия. - В кн.: Ученые записки НИИГА, палеонтол. и биостратигр. Л.
- Нужнов С.В., 1967. Рифейские отложения юго-востока Сибирской платформы. М., "Наука".
- Решения совещания по стратиграфии вендских отложений Сибирской платформы и ее непосредственного обрамления, 1972. Новосибирск.
- Решения коллоквиумов по микрофитолитам, строматолитам и микрофоссилиям, 1975. Новосибирск.
- Семихатов М.А., 1962. Рифей и нижний кембрий Енисейского края. - Тр. ГИН АН СССР, вып. 68. М., Изд-во АН СССР.
- Семихатов М.А., 1974. Стратиграфия и геохронология протерозоя. М., "Наука".
- Семихатов М.А., Комар В.А., Серебряков С.Н., 1970. Юдомский комплекс стратотипической местности. - Тр. ГИН АН СССР, вып. 210. М., "Наука".
- Соколов Б.С., 1975. О палеонтологических находках в доусольских отложениях Иркутского амфитеатра. - В кн.: Аналоги вендского комплекса в Сибири. М., "Наука".

- С о л о н ц о в Л.Ф., Хо м е н т о в с к и й В.Р.,
А к с е н о в Н.М., 1975. Основные черты стратиграфии
верхнего докембрия Восточно-Европейской платформы и его
возможные аналоги на Сибирской платформе. - В кн.: Аналогии
вендского комплекса в Сибири. М., "Наука".
- Хо м е н т о в с к и й В.В., 1974. Принципы выделения венда как
системы палеозоя. - В кн.: Этюды по стратиграфии. М., "Наука".
- Хо м е н т о в с к и й В.В., Ш е н ф и л ь В.Ю., Я к ш и н М.С.,
Бу т а к о в Е.П., 1972. Опорные разрезы отложений докемб-
рия и кембрия Сибирской платформы. М., "Наука".
- Ш а т с к и й Н.С., 1963. Об отношении кембрия к протерозою и о
байкальской складчатости. - В кн.: Избранные труды, т. I.
М., Изд-во АН СССР.
- Ш е н ф и л ь В.Ю., 1975. Строматолиты юдомского комплекса Сиби-
ри. - В кн.: Аналогии вендского комплекса в Сибири. М.,
"Наука".
- Я к ш и н М.С., 1975а. О каланчевском комплексе микрофитолитов
рифeya Сибири. - "Геология и геофизика", № 2.
- Я к ш и н М.С., 1975б. Микрофитолиты юдомского комплекса Сиби-
ри. - В кн.: Аналогии вендского комплекса в Сибири. М.,
"Наука".
- B e r t r a n d - S a r f a t i I., 1972. Stromatolites Columnaires
du Précambrian supérieur du Sahara Nord-occidental. - Centre de
recherches sur le zones arides, série: géologie, N 14,
Paris.
- G l a e s s n e r M.F., P r e i s s W.V., W a l t e r M.R.,
1969. Precambrian Columnar Stromatolites in Australia: Mor-
phological and Stratigraphic Analysis. - Science, 164,
N 3883.
- T r o m p e t t e R., 1973. Le précambrien supérieur et le Paleo-
soïque intérieur de l'Adrar de Mauritanie. - Trav. lab. Scie
terre St. Gerom, Marseille.



Р и с. 2. Схематический стратиграфический профиль верхнерифейских, юдемских, нижнекембрийских отложений Иркутского амфитеатра и прилегающих к нему районов Присяянья и Патомского нагорья

I - известняки; 2 - доломиты; 3 - песчанистые доломиты; 4 - глинистые доломиты; 5 - доломитовые брекчии; 6 - песчаники кварцево-пеллошпатозные; 7 - песчаники полимиктовые; 8 - доломитовые мергели; 9 - песчаники кварцевые; 10 - песчанистые алевролиты; 11 - алевролиты; 12 - каменная соль; 13 - дайки диабазов; 14 - парфеновский горизонт - песчаники; 15 - осинский горизонт - темно-серые и серые известняки, известковистые доломиты и доломиты; 16 - темно-зеленовато-серые слюдястые кварцевые песчаники и алевролиты; 17 - породы кристаллического фундамента; 18-21 - трилобиты; 22 - фауна осинского горизонта; 23 - строматолиты; 24 - граница юдемии и нижнего кембрия; 25 - границы эльганского горизонта; 26 - границы толбачанского горизонта



Р и с. 3. Схема вертикального распространения микрофитолигов в позднем докембрии юга Сибири

1. а) *O. pulla* Z. Zhur (нижнекотуйканская подсвита Анабарского поднятия); б) *O. libidinosa* Z. Zhur. (бульбухтинская свита, внутренняя зона Патомской складчатой области); в) *Vesicularites rotundus* (нижнекотуйканская подсвита Анабарского поднятия); г) *P. tenebricus* Z. Zhur (кютиндинская свита Оленекского поднятия); д) R_3 - шангулежская свита Присаянья. Формы этой ассоциации собраны из различных резервов Сибири и Урала.
2. а) *Radiosus incertus* Jaksch. б) *Osagia tenuilamellata* Reitl., *Glebosites gentilis* Z. Zhur. 3. а) *Vesicularites flexuosus* Reitl.; б) *Osagia composita* Z. Zhur. 4. а) *Nubecularites uniformis* Z. Zhur.; б) *Nubecularites palmipedalis* Yaksch. 6. а) *Osagia columnata* Reitl.; б) *O. columnata* var. *baicalica* Yaksch.; в) *O. columnata* var. *ovsianica* Yaksch.; г) *O. undosa* Reitl.; д) *O. donatella* Korol.; е) *O. decimana* Yaksch.; ж) *Vesicularites curtunicus* Yaksch.
7. а) *Radiosus aculeatus* Z. Zhur.; б) *R. badius* Z. Zhur.; в) *Glebosites glebosites* Reitl. 8. а) *Radiosus Radiosus crustosus* Z. Zhur.; б) *R. sphaericus* Z. Zhur.; в) *R. tenuis* Z. Zhur.; г) *R. derorus* Yaksch.; д) *Osagia nersinica* Yaksch.; е) *O. aculeata* Z. Zhur.; ж) *Nubecularites deformis* Yaksch.; з) *Vesicularites subinensis* Zabr. 9. а) *Osagia grandis* Z. Zhur., б) *Asterosphaeroides serratus* Z. Zhur.; в) *A. emendatus* Yaksch. 10. а) *Nubecularites* Z. Zhur.; б) *N. abustus* Z. Zhur., в) *Vesicularites compositus* Z. Zhur.; г) *V. bothrydioformis* (Krasnop.); д) *Ambigolemellatus horridus* Z. Zhur.; е) *Volvatella zonalis* Nar.; ж) *V. vadosa* Z. Zhur.; з) *Vermiculites irregularis* (Reitl.). 11. а) *Osagia globulosa* Korol.; б) *O. corticosa* Nar.; в) *Vesicularites lobatus* Reitl.; г) *V. concretus* Z. Zhur.; д) *V. simplaris* Yaksch.; е) *Vermiculites tortuosus* Reitl.
12. а) *Nubecularites parvus* Z. Zhur.; б) *N. catagraphus* Reitl.; в) *N. punctatus* Reitl.; г) *Osagia gigantea* Korol.; д) *Hieroglyphites mirabilis* Reitl.

Р и ф е ъ

нижний	средний	Верхний	Кембрий	Кембрий
<p>1 а б в г</p>	<p>1 а б в г</p>	<p>1 а б в г</p>	<p>1 а б в г</p>	<p>Кембрий</p>
<p>2 а б</p>	<p>2 а б</p>	<p>2 а б</p>	<p>2 а б</p>	<p>Кембрий</p>
<p>3 а б</p>	<p>3 а б</p>	<p>3 а б</p>	<p>3 а б</p>	<p>Кембрий</p>
<p>4 а б</p>	<p>4 а б</p>	<p>4 а б</p>	<p>4 а б</p>	<p>Кембрий</p>
<p>5 а б</p>	<p>5 а б</p>	<p>5 а б</p>	<p>5 а б</p>	<p>Кембрий</p>
<p>6 а б в г д е ж з</p>	<p>6 а б в г д е ж з</p>	<p>6 а б в г д е ж з</p>	<p>6 а б в г д е ж з</p>	<p>Кембрий</p>
<p>7 а б</p>	<p>7 а б</p>	<p>7 а б</p>	<p>7 а б</p>	<p>Кембрий</p>
<p>8 а б в г д</p>	<p>8 а б в г д</p>	<p>8 а б в г д</p>	<p>8 а б в г д</p>	<p>Кембрий</p>
<p>9 а б в</p>	<p>9 а б в</p>	<p>9 а б в</p>	<p>9 а б в</p>	<p>Кембрий</p>
<p>10 а б в г д</p>	<p>10 а б в г д</p>	<p>10 а б в г д</p>	<p>10 а б в г д</p>	<p>Кембрий</p>
<p>11 а б в г д е</p>	<p>11 а б в г д е</p>	<p>11 а б в г д е</p>	<p>11 а б в г д е</p>	<p>Кембрий</p>
<p>12 а б в г</p>	<p>12 а б в г</p>	<p>12 а б в г</p>	<p>12 а б в г</p>	<p>Кембрий</p>



Верхний
 Байкальский комплекс (Венд)
 Кембрий
 Верхне-байкальский
 Калонинский
 Ченчикская
 Юбюнская
 Кембрийская
 Ассоциация микр-папоротников

Р и с. 4. Схема корреляции основных разрезов верхнего рифея Урала, Сибири и Северной Африки по строматолитам и определениям абсолютного возраста

- 1 - *Gymnosolen* Steinmann.; 2 - *Inseria tjomusi* Kryl.; 3 - *Inzeria* Krylov; 4 - *Jurusania* Kryl.; 5 - *Jurusania cylindrica* Kryl.; 6 - *Minjaria uralica* Kryl.; 7 - *Conophyton* Maslov; 8 - *Conophyton miloradovici* Raab.; 9 - *Conophyton cilindricus* Masl.; 10 - *Conophyton lituus* Masl.; 11 - *Conophyton metula* Kir.; 12 - *Conophyton resotii* Menschl.; 13 - *Jacutophyton Schapovalova*; 14 - *Jacutophyton ramosum* Schap.; 15 - *Jacutophyton multiforme* Schap.; 16 - *Baicalia* Krylov; 17 - *Baicalia prima* Semikh.; 18 - *Baicalia rara* Semikh.; 19 - *Baicalia maica* Nuzh.; 20 - *Baicalia lacera* Semikh.; 21 - *Baicalia anostomosa* Bertr.-Sarf.; 22 - *Baicalia mauritanica* Bertr.-Sarf.; 23 - *Kussiella kessiensis* Kryl.; 24 - *Telemsina* Bertr.-Sarf.; 25 - диапазон развития верхнерифейских строматолитов; 26 - граница среднего и верхнего рифея по Б.М.Келлеру и др. (1960), Келлеру и Семихатову (1968), Крылову и Шаповаловой (1970) и др.; 27 - граница среднего и верхнего рифея по М.А.Семихатову (1974); 28 - определения абсолютного возраста в млн. лет
- Условные обозначения руководящих форм ассоциаций микрофитолитов:
I - нижнерифейская; II - верхнеалахандинская; III - калайчевская;
УI - ченчинская; У - юдомская; УI - кембрийская; УII - переходящие формы

Ю.Р.Беккер, Л.Ф.Солонцов, Е.М.Аксенов
(СССР)
КОРРЕЛЯЦИЯ ВЕРХНЕГО ДОКЕМБРИЯ (РИФЕЯ) РУССКОЙ
ПЛАТФОРМЫ И ЕЕ ОБРАМЛЕНИЯ

Yu.R.Bekker, L.F.Solontsov, E.M.Aksenov,
V.Z.Negrutsa (USSR)
CORRELATION OF THE UPPER PRECAMBRIAN (RIPHEAN) IN THE
RUSSIAN PLATFORM AND ITS FRAMING

The correlation of the upper Precambrian deposits is based on the application of historical-geological, paleontological, mineralogical, and geophysical methods combined. These methods provide a satisfactory correlation of the upper Precambrian sections along the strike of certain structural-formational zones, but they do not prove to be always efficient for the correlation across the strike. Each method has its own line of application, but not a single one is universal up to the moment. Hence most of the Precambrian stratigraphic units are limited by levels which are only relatively coeval.

In this connection the Riphean stratotypical section of the Southern Urals, described by N.S.Shatsky as early as in 1945, is of essential importance up to now. With the structural-geological, paleontological, and geochronological data available, the following strata are recognized there: the lower Riphean (Burzyan group), the Middle Riphean (Yurmata group), the upper Riphean (Karatau group), and the Vendian (Asha group). Diverse concepts exist as to the stratigraphical position of the Vendian which is regarded as a part of the Phanerozoic, a part of the Vendomian or the Terminal Riphean, or as a separate protosystem of the upper Riphean. Some more detailed correlation levels are outlined for the upper Riphean (Kipchak, Tangaur, Kudash).

Within the folded framing the lower Riphean strata are only recognized in the Southern Urals where they include the Burzyan group and its conventional analogues: the Yamantau and Beleretsk complexes as well as the Osipovo sedimentary-volcanogenic strata on the eastern slope of the Urals.

The middle Riphean is distributed in the outer and especially in the inner zone of the Riphean folding on the Kanin Peninsula, Timan, Urals and, perhaps, within the limits of

the folded framing of the platform. The upper Riphean strata are also widely distributed, their peculiar characteristics being persistent on a vast territory from the Aynovye Islands to the Bashkir Urals.

The Vendian strata reflect the end of the Riphean stage of development both in the eastern and in the western folded framings of the platform. Paleontological data suggesting the reasonable correlation between the Vendian stratotypical formations in the Dnieper region and the Riphean Asha group. The Metazoa remains of the Tirasiana genus reported by one of the authors in the Asha strata are known in the west of the platform below the Cambrian floor.

The Riphean formations of the platform mantle fill the linear, graben-like troughs, rarely isometric basins. The most complete Riphean sections (with apparent thickness of about 5 km) are recognized in the east of the platform where the Kyrpinsk and Chishmalinsk groups are singled out.

The Kyrpinsk group consists of the Tyuryushevo red beds, Arlan argillite, Kaltasinsk dolomite, and Nadezhdinsk clastic and carbonate rocks; by peculiarities of its sequence, its age (1515-1539 m.y.), and partly by the microphytolite complex, this group corresponds to the Riphean Burzyan group.

The Chishmalinsk group transgressively overlays these strata and can be correlated with the Kipchak part of the upper Riphean by the similarity of the sequences. There is an opinion that a part of these rocks are of the Yurmata age. The key red beds of this level are represented by the Gozha sandstone and its analogues in other troughs (Serafimov, Orshansk, Safonov, Somov, and Polessian strata).

The analogues of the upper part of the upper Riphean (Tangaur and Kudash) are distributed in the Pachelma trough and correspond to the Peresytkino and Pachelma groups. The Vendian platform complex consisting of the lower Vendian (Vilchansk, Volyn groups) and the upper Vendian (Valday group) is distributed almost everywhere from the Carpathians to the Urals. The Vendian key beds are the Redkino strata of about 595-607 m.y. old, with typical members of ash clays and remains of non-skeletal organisms.

In the stratigraphy of the Riphean the problem of the age of the basal red beds on the platform and of the thick grey beds of the Roslyatino area is open to discussion.

Корреляция верхнедокембрийских отложений основана на комплексном применении историко-геологических, палеонтологических, минералогических и геофизических методов. Каждый из методов имеет свои сферы применения, но ни один из них не является универсальным. Они обеспечивают удовлетворительное сопоставление разрезов верхнего докембрия по простиранию отдельных структурно-фациальных зон, но оказываются не всегда эффективными при корреляции отложений вкрест простирания структур. Поэтому большинство стратиграфических подразделений докембрия ограничено уровнями, синхронность которых является относительной.

В связи с этим существенное значение сохраняет стратотипический разрез рифея, установленный Н.С. Шатским (1945) в Уральской складчатой области.

СКЛАДЧАТОЕ ОБРАМЛЕНИЕ ПЛАТФОРМЫ

Отложения рифея широко распространены в складчатом обрамлении Русской платформы. Здесь они смяты в линейные складки и по структурным особенностям во многом близки к структурам палеозойского этапа развития, но резко отличаются от дорифейских образований, имеющих во многих случаях куполовидный структурный план. По комплексу структурно-геологических, палеонтологических и геохронологических данных в складчатом обрамлении платформы выделяются нижнерифейские, среднерифейские и верхнерифейские отложения.

Нижнерифейские отложения известны только на Южном Урале, где они включают бурзянскую серию и ее условные аналоги — ямантауский, белорецкий комплексы и есиповскую свиту восточного склона Урала. Корреляция базируется на общем подобии разрезов (Гарань, 1963) и некоторых (Мамаев, 1967; Федонкин, 1974) биостратиграфических данных. Разрез бурзянской серии начинается осадочно-вулканогенными и грубообломочными породами айской свиты, которые выше сменяются преимущественно доломитовыми толщами с магнезитами саткинской свиты, и завершается бакальской свитой, образованной филлитами и алевролитами с прослоями известняков и доломитов. В карбонатных породах установлены строматолиты [*Kussiella kussiensis* (Maslov)] и микрофитолиты (*Osagia libigidinosa* Z.Zhur., *O. columnata* Reitl, и др.). Наибольшие затруднения вызывают определения изотопного возраста нижней границы рифея. Широкое распространение получило проведение этой границы на уровне 1650 ± 50 млн. лет. Данные, полу-

ченые Л.И.Салопом и Г.А.Муриной (1970) Rb-Sr изохронным методом (1560 ± 30 млн. лет) для гранитов рапакиви, рвущих саткинские отложения, показывают, что нижняя граница рифея располагается на более древнем (хотя пока точно не установленном) уровне. Определенное значение для установления этой границы имеет состав базальных айских конгломератов нижнего рифея, и в частности наличие хорошо окатанных галек древних красноцветных кварцитов (данные А.Э.Конникова и Л.В.Травина). По внешнему облику и микромиктовому составу они не отличимы от шекшинских кварцитов карельского комплекса. Изучение минеральной зональности айских отложений показало, что основная масса обломочного материала поступала с западной платформенной суши. Таким образом, в нижнерифейское время к западу от уральской геосинклинали, в областях сноса существенное значение имели дорифейские красноцветы. Более точно их возраст пока не определен, но, судя по известным разрезам карельского комплекса Русской платформы, основное развитие красноцветы имеют в вепсии и подчиненное - в ятулийских отложениях. В более древних дзятулийских комплексах Русской платформы красноцветы не известны. Возраст метаморфизма вепских отложений определяется цифрой 1860 млн. лет (Полканов, Герлинг, 1961); близкий возраст (1830, 1940 млн. лет) имеют диабазы, рвущие эти отложения. Можно полагать, что возраст нижней границы рифея моложе возраста метаморфизма древнейших красноцветов Русской платформы. Таким образом, наличие красноцветных галек шекшинского типа в базальных горизонтах рифея имеет существенное значение как для установления положения рифея в общей стратиграфической шкале докембрия, так и для определения верхней возрастной границы древнейшего красноцветного чехла Русской платформы.

В отличие от локально развитых на Южном Урале нижнерифейских толщ среднерифейские образования имеют значительно более широкое развитие на Южном и Северном Урале, Тимане, на полуостровах Канин, Рыбачьем, а также в пределах южного складчатого обрамления платформы. Стратотипический разрез среднего рифея на Южном Урале представлен терригенно-карбонатной юрматинской серией, которая образована в нижней части микромиктовыми обломочными породами зигальгинской свиты, сменяющимися вверх по разрезу карбонатно-сланцевыми и карбонатными породами зигаино-комаревской и авзянской свит. В карбонатных породах авзянской свиты известны строматолиты [*Baicalia baicalica* (Maslov)] и микрофитолиты (*Osagia tenuilamellata* Reitl.).

Глауконит авзянской свиты имеет возраст 1260 млн. лет (K-Ar), а фосфатный цемент зигальгинских кварцитов - 1430 млн. лет (U-Pb).

На Северном Урале средний рифей представлен мойвинскими карбонатными образованиями и расьинскими, преимущественно сланцевыми толщами. На Среднем Тимане возрастные аналоги юрматинской серии выделяются в составе четласких и светлинских терригенных отложений и их возрастных аналогов в более внутренней зоне. В пределах южного обрамления платформы среднему рифею, по-видимому, отвечают так называемые зеленые сланцы и грауваковные песчаники Добруджи. В латеральном направлении юрматинская серия замещается в более внутренней зоне гессинклинали глиноземистыми сланцами, а еще восточнее - черносланцевыми комплексами.

Верхнерифейские образования весьма широко распространены в пределах складчатого обрамления платформы на Южном, Среднем, Северном, Приполярном и Полярном Урале, Тимане, Канине и других регионах. На основе историко-геологических, геохронологических, биостратиграфических данных в верхнем рифее складчатого обрамления Русской платформы могут быть выделены три уровня корреляции - нижний, средний, верхний. Особое значение имеет вендская протосистема.

Нижний уровень корреляции (1100-950 млн. лет) отвечает кипчакской протосистеме с характерными строматолитами *Jurusania cylindrica* Kryl., *Inzeria tjomusi* Kryl. В стратотипическом разрезе Южного Урала кипчакской протосистеме отвечает нижняя половина каратауской серии (зильмердакские, катавские отложения). На Северном Урале синхронные отложения устанавливаются в нижней части буркочимской серии (рассольнинские и деминские отложения), а в более внутренней зоне - в составе ишериимской свиты (Аблизин и др., 1969). На Среднем Тимане кипчакской протосистеме отвечает джежимская свита. Нижняя граница протосистемы является весьма четкой и устанавливается в пределах складчатого обрамления Русской платформы по крупному региональному перерыву. Верхняя граница менее отчетлива и определяется на основе биостратиграфических и историко-геологических данных.

Особенность отложений кипчакского уровня заключается в развитии мощных аркозовых толщ и характерных пестроцветных терригенно-карбонатных отложений.

Средний уровень корреляции (950-680 млн. лет) отвечает тангауревской протосистеме со строматолитами *Gymnosolen ramsayi* Stein., *Minjaria uralica* Kryl., *Parmites conczesens* Raab.

На Южном Урале в стратотипическом разрезе тангауровская протосистема включает инзерские и миньярские отложения, на Северном Урале — нижнюю часть низьвенской свиты, а также велсовскую свиту. На Тимане этим отложениям соответствуют верхняя часть быстринской свиты и ее аналоги на полуостровах Кавин и Среднем. Распространены эти отложения на Полярном и Приполярном Урале (Белякова, 1971).

Отложения тангауровской протосистемы во внешней зоне представлены карбонатными, биогермными и карбонатно-терригенными толщами с глауконитом, во внутренней зоне рифейской геосинклинали — осадочно-вулканогенными комплексами.

Границы тангауровской протосистемы устанавливаются на основе биостратиграфических исследований (Раабен, 1975; Крылов, 1975) и историко-геологических данных (Беккер, 1972).

Верхний уровень корреляции (680–620 млн. лет) отвечает так называемому нижнему венду или нижней части кудашской серии (Келлер, 1974; Козлов, 1975). Характерными строматолитами для отложений этого уровня являются *Linella ukka* Kryl. и *L. sinica* Kryl.

Существенным для выделения рассматриваемых отложений является комплекс микрофитолитов, включающий *Osagia ukka* N.Kryl., *Volvatella vadosa* Z.Zhur., *Vesicularites bothrydiotormis* (Krasnof), *Vesicularites lobatus* Reitl., *Nubecularites abustus* Z. Zhur.

Отложения этого уровня корреляции впервые были выделены в стратотипическом разрезе рифея в Башкирском антиклинории на Южном Урале в составе укской свиты. Позднее их возрастные аналоги были установлены на Среднем Урале в Чусовском антиклинории и в 1973 г. выявлены на Северном Урале в составе низьвенской свиты. Здесь, в опорном разрезе в верховьях Бел.Колчима, выше серых доломитов с кремнистыми конкрециями тангауровской протосистемы залегают доломитизированные известняки с многочисленными микрофитолитами, которые выше сменяются массивными светло-серыми доломитами с *Linella ukka* Kryl. (определение К.Н.Кожушкова). Выявление возрастных аналогов укских отложений в Келво-Вишерском крае уточняет возраст нижних горизонтов венда и корреляцию отложений каратауской и буркочимской серий Южного и Северного Урала. Широко распространены отложения этого горизонта на Полярном и Приполярном Урале среди верхнерифейских осадочно-вулканогенных образований. Известны они и на Среднем Тимане, в верхней части быстринской свиты (оселковая подсвита). Таким образом, верхний уровень корреляции выделяется в разных типах разрезов (терригенно-карбонатных, карбонатно-терригенных и осадочно-вулканогенных). Верхняя граница этих образований в

Схема корреляции дскембрия Уральской

Стратиграфическая шкала				Корреляционная						
Прото-эпоха	Прото-группа	Прото-система	Изотопный возраст, млн. лет	Серия	Уральская					
					Башкирский антиклинорий (западное крыло)					
Рифей	Верхняя	Вендская		Ашинская	Зиганская свита	480 м				
					Куркураукская свита	240 м				
					Басинская свита	800 м				
					570 млн. лет					
					Урюкская свита	200 м				
					Бакеевская свита	140 м				
					625 млн. лет.					
					620					
					Средняя	Тангауровская		Каратауская	Укская свита	240 м
									610-650 млн. лет.	
	670									
	Миньярская свита	600 м								
	670-760 млн. лет									
	Инзерская свита	640 м								
	870-930 млн. лет									
	950									
	Катавская свита	600 м								
	965 млн. лет									
	Нижняя			Ормагинская	Зильмердакская свита	2000 м				
					1100					
Авзянская свита					1800 м					
1260 млн. лет										
Зигазино-комаровская свита					1600 м					
1400										
Зигальгинская свита					800 м					
1430 (U-Th), 1570 (Rb-Sr)										
	Бурзянская			Граниты-рапакиви						
				Бакальская свита	1400 м					
				Саткинская свита	2400 м					
					Айская свита	2200 м				
			1800±50							

и Кавказской складчатых систем

региональная схема					
Серия	складчатая область		Кавказская складчатая область		
	Полодовское поднятие	Вишерский антиклинорий	Бечасынская зона		
Бургочимская	Чурочная	Красноцветные конгломераты и песчаники >200 м	Урлешская свита		
				Кочешорская свита	1100 м
				Ильвовожская свита	620-640 млн. лет 800 м
				Среднечурочная свита	680 м
				Устьчурочная свита	660-690 млн. лет 1100 м
				Чувальская свита	3000 м
				Низьвенская свита. Верхняя (рассохинская) подсвита	300 м
				Низьвенская свита. Нижняя подсвита	775 млн. лет 900 м
				Велсовская свита	
				Деминская свита	
860 млн. лет 250 м	2500 м	Толща слюдяных сланцев			
Рассолинская свита	Ишеримская свита	2500 м	Толща кварцитов		
862-927 млн. лет 300 м	700 м	Мойвинская свита	Шиджатмазская свита 1000 м		
	>500 м	Расьинская свита	Малкинская свита 1700 м		
			Муштинская свита 600 м		

пределах складчатого обрамления Русской платформы весьма отчетлива и является одной из наиболее резких границ рифея.

Венд выделен впервые Б.С.Соколовым в объеме валдайской и вольнской серий. Относительно стратиграфического положения венда высказаны различные представления, рассматривающие венд в составе кембрия, палеозоя, фанерозоя, верхнего рифея, терминального рифея или вендемия. По мнению Б.С.Соколова (1964), венд "отвечает этапу, сопоставимому с геологическим периодом".

Существенное значение для обособления венда приобрели отпечатки Metazoa адиакарского типа и своеобразные следы жизнедеятельности. Сходные органические остатки были обнаружены в верхних горизонтах рифея Северного Урала (Беккер и др., 1975). Таким образом, были получены первые палеонтологические доказательства синхронности отложений венда Приднестровья и верхних горизонтов рифея Среднего и Северного Урала.

Вендские отложения известны на Южном (аминская серия), Среднем (сылвицкая серия) и Северном (чуречная серия) Урале. В нижней части этих отложений на Урале залегают диамиктиты (верхние тиллиты и тиллеиды), которые сменяются грубозернистыми терригенными отложениями. Многими исследователями тиллиты принимаются за базальный горизонт венда. В пределах складчатых областей рифея подобная корреляция разрезов осложняется наличием нескольких разновозрастных горизонтов тиллитов и тиллеидов (Младших, Аблизин, 1967). В связи с этим возникает вопрос: по каким тиллитам трассировать границу венда? В этом отношении наибольшее внимание заслуживает уровень верхних диамиктитов (криволунских, старопечных и среднечуречных). Корреляция по нижним тиллитам неоправданно расширяет объем вендских отложений.

Во внутренней зоне Урала, в изолированных мульдах и грабенах, известны возрастные аналоги этих отложений, где с ними связаны проявления субсеквентного магматизма. Помимо Урала вендские отложения известны на Кавказе (урлешская свита) и в пределах гиперборейской и галицийской складчатых областей.

Корреляция некоторых рифейских разрезов складчатого обрамления Русской платформы приведена на схеме. Более детальная схема приведена в книге "Докембрий Русской платформы и ее складчатого обрамления".

РУССКАЯ ПЛАТФОРМА

Отложения верхнего девона (рифей и венда) широко развиты в пределах Русской платформы. Рифейские образования в своем распространении связаны со специфическими грабенообразными прогибами (авлакегенами), а вендские — широким плащом перекрывают не только зоны развития рифейских образований, но и значительные пространства кристаллических щитов и массивов, разделяющие рифейские прогибы (см. палеотектоническую схему).

Наиболее полные разрезы рифея (видимой мощностью около 5 км) установлены на востоке платформы, в Камско-Бельском и Сергиевско-Абдулинском прогибах, где обособляются кирпичная серия нижнего рифея и чималинская серия верхнего рифея (Солонцов и др., 1966, 1975; Якобсон, 1968; Солонцов, Аксенов, 1969; Морозов и др., 1972).

Типовые разрезы кирпичной серии вскрыты глубокими скважинами в центральной части Камско-Бельского прогиба. В строении серии принимают участие арланская, калтасинская и надеждинская свиты. Условно к этой серии в качестве ее базального члена отнесена турюшевская свита, взаимоотношения которой с арланской свитой не выявлены.

Турюшевская свита вскрыта буровыми скважинами в районах, прилегающих к Волго-Камскому щиту. Она сложена в основном красноватокрасными песчаниками с прослоями гравелитов, конгломератов, алевролитов и аргиллитов. Возраст порфиритов, вскрытых в нижней части свиты в Кучукове, 1650 млн. лет (Гаррис, Постников, 1970). Вскрытая мощность свиты 683 м.

Арланская свита представлена частым чередованием темноцветных аргиллитов и алевролитов с прослоями мергелей, доломитов и известняков, иногда песчаных доломитов и песчаников. Вскрытая мощность свиты 993 м. На юго-западе Башкирии нижней карбонатно-терригенной толще арланской свиты северо-запада Башкирии, видимо, отвечает основная часть кидашской серии (Солонцов и др., 1975).

Калтасинская свита связана постепенными переходами с арланской свитой. Она вскрыта на многих площадях Башкирии, Удмуртии и Пермской области. В ее сложении принимают участие кристаллические и пелито-морфные пестроцветные, местами кремне-доломиты. Изотопный возраст габбро-диабазов, рвущих доломиты, 1013-1195 млн. лет (Гаррис и др., 1967). Мощность свиты до 1666 м.

Единая стратиграфическая шкала			Региональные	
эпоха	эра	фазы	возраст млн. лет	
покрывающие			570	
венд				Оршанская впадина
				Приосевая часть и южное крыло московской синеклизы
				Решминская свита, до 422 м
			Котлинская свита, до 220 м	Любимская свита, до 413 м
			Усть-пинезская свита, до 130 м (B)	Усть-пинезская свита, до 336 м
верхний рифей			610	Валдайская серия
				Плетеневская свита, до 60 м
			Лиюзенская свита, до 40 м	Зубово-полянская свита, до 80 м
средний рифей			670	Вильчанская серия, до 400 м
				Лепичская свита, до 82 м (IV)
			750	
				Оршанская свита, до 620 м
нижний рифей			1000	Белорусская серия
				Руднянская свита, до 305 м
			1150±50	Шеровичская серия, до 256 м
подстилающие образования			1400	Вологодская свита, > 2380 м
			1800±50	Чухломская свита, > 1587 м
				AR + PR ₁
				1 (O) 2-(B) 3-*

стратиграфические схемы	
Рязано-Саратовский прогиб	Камско-Бельский прогиб
	Зиганская свита, до 200 м
	Куккараульская свита, до 205 м
Любимская свита, до 193 м	Верхнебасинская свита, до 78 м
Усть-пинезская свита, до 122 м (B)	Нижнебасинская свита, до 316 м
	Урюкская свита, до 40 м (598)
Плетеневская свита, до 42 м	
Зубово-полянская свита, до 114 м	
▲ Паршинская свита, до 86 м	
Пачелмская сер.	
	Красноозерская св., до 213 м
	Воронская свита, до 371 м
	Веденяпинская свита, до 274 м
	(630-765)
Пересыпкинская серия	
	Секретаркинская св., до 132 м
	● III и IV
	Бельнская свита, до 150 м
	● III
	Иргизская свита, до 250 м
	(830-995)
Сомовская серия	
	Штандинская свита, до 482 м
	● IV (820)
	Кульская свита, до 367 м
	Куш-кульская свита, до 856 м
	Седяшская свита,
	Гожанская свита, > 467 м
	Надеждинская свита, до 233 м
	(1013-1175; 1420)
	Калтасинская свита, до 1666 м
	● III (1170)
	Арланская свита, > 993 м
	● I (1515-1530)
	Тюрюшевская свита, > 683 м
Каверинская серия	
	Отроговская свита, > 580
	Инкашская св., до 501 м
	Тырнцкая св., до 474 м
	Кыргинская серия
	AR + PR ₁
4- (590)	5- (1100)
	6-▲

Надеждинская свита венчает разрез кирпичной серии. Она сложена пестроцветными глинистыми алевролитами и аргиллитами, реже — песчаниками с прослоями доломитов и мергелей. Мощность свиты до 367 м.

Туршевская свита западной Башкирии по своему положению в разрезе и литологическим данным хорошо сопоставима с чухломской и яренской свитами Селигаличско-Яренского прогиба, боровской свитой Сергиевско-Абдулинского прогиба, нижней частью айской свиты бурзянской серии западного склона Южного Урала. Арланская свита кирпичной серии востока платформы по набору пород и положению в разрезе очень напоминает отроговскую свиту Рязано-Саратовского прогиба, вологодскую свиту Селигаличско-Яренского прогиба, виргскую свиту Лешуконского прогиба, верхнюю часть айской свиты бурзянской серии Урала, а калтасинская и надеждинская свиты этой же серии — кинуральские саткинскую и бакальскую свиты. Нижнерифейский возраст перечисленных свит платформы подкрепляется известными датировками глаукоцитов арланской свиты (1470, 1515—1539 млн. лет) и габбро-диабазов (1420 млн. лет), пересекающих надеждинскую свиту.

В породах арланской свиты определен нижнерифейский комплекс микрофитолитов. В калтасинской свите присутствует верхнерифейский комплекс микрофитолитов, что находится в противоречии с истерико-геологическими и изотопными данными о нижнерифейском возрасте этой свиты.

Чиммалинская серия на востоке платформы трансгрессивно перерывает различные свиты кирпичной серии, а местами — непосредственно кристаллический фундамент.

Лучший разрез серии вскрыт Куш-Кульской скважиной № 100. В этом разрезе снизу вверх выделены (Мерзев и др., 1972; Мерзев, Солонцов, 1974):

1) Гожанская свита. В нижней части (62 м) песчаники кварцевые, светло-серые, в верхней части (405 м) полевошпатово-кварцевые, светло-розовые и красноцветные с прослоями алевролитов и аргиллитов. Общая вскрытая мощность свиты 467 м.

2) Седяшская свита. Аргиллиты и алевролиты пестроцветные с прослоями мергелей и доломитов (607 м).

3) Куш-Кульская свита. Песчаники кварцевые, в нижней части микроклиново-кварцевые красноцветные. В верхней части отмечен пласт туффицитов и туфпесчаников мощностью 0,5 м. Мощность свиты 856 м.

4) Кульская свита. Чередование аргиллитов, алевролитов и песчаников, прослой мергелей и доломитов (367 м).

5) Штандинская свита. Доломиты зеленовато-серые, в верхней части с прослоями глауконитовых песчаников. Изотопный возраст песчаников по глаукониту 820 млн. лет. Мощность свиты 82 м.

На юго-западе Башкирии аналогами нижних трех свит являются соответственно тукаевская (нижнесерафимовская), ольховская (верхнесерафимовская) и леонидовская свиты соловьевкинской серии.

Большая часть чиммалинской серии (в объеме соловьевкинской части этой серии) по стратиграфическому положению, условиям залегания, строению и петрографическим данным весьма сходна с ртищевской и цининской свитами сомовской серии Рязано-Саратовского прогиба, с руднянской и оршанской свитами белорусской Оршанской впадины, полесской серией Волны и мосеевской свитой севера Русской платформы. В целом чиммалинская серия востока платформы стратиграфически подобна нижней, кипчакской части верхнего рифея западного склона Южного Урала.

Существует, однако, мнение и о среднерифейском возрасте серафимовских свит, основанное на том, что они секутся дайками габбро-диабазов с изотопным возрастом 1120 млн. лет (Кирсанов, 1970; Морезов и др., 1972).

Средний рифей установлен в прогибах преимущественно западного сегмента платформы. К этому уровню относятся вулканогенно-терригенные образования крестецкой (северная часть Волны-Крестецкого прогиба), салминской (Ладожский прогиб), садозерской (Онего-Кандалакшский прогиб) свит и южной Швеции и Финляндии, по эффузивам которых имеется серия определения изотопного возраста от 1295 до 1500 млн. лет. Возможно, что к среднерифейскому уровню относится и шеровичская серия Белоруссии.

Полные аналоги средней и верхней частей верхнего рифея Южного Урала в пределах Русской платформы развиты лишь в Рязано-Саратовском прогибе и отвечают пересыпкинской и пачелмской сериям, которые иногда объединяют в дугачевский комплекс.

Пересыпкинская серия с размывом залегает на разных толщах сомовской серии. В составе ее прослеживаются снизу вверх:

1. Иргивская свита. Глауконитовые песчаники и алевролиты с изотопным возрастом 830-995 млн. лет (Гаррис и др., 1973); мощность свиты до 250 м.

2. Бельнская свита. Доломиты с включениями кремней, с микрофитолитами "третьего" комплекса. Мощность свиты до 108 м.

3. Секретаркинская свита. Чередование мергелей (с "четвертым" комплексом микрофитоцитов), аргиллитов, алевролитов и песчаников (132 м).

На различные свиты пересыпкинской серии с размывом налагает пачелмская серия (Клевцова, Солонцов, 1960). Она состоит из веденяпинской (переслаивание сероцветных аргиллитов, алевролитов и песчаников, до 270 м), воронской (красноцветные песчаники, до 371 м) и краснозерской (переслаивание сероцветных аргиллитов, алевролитов и песчаников, до 213 м) свит.

В других частях платформы большая часть пугачевского комплекса не установлена. Лишь в Оршанской и Ладужской впадинах развита толща доломитов и доломитовых песчаников (лапичская и приладужская свиты) с микрофитолитами "четвертого" комплекса.

В составе венда отчетливо обособляются вильчанская, волинская и валдайская серии (Брунс, 1957; Махнач и др., 1977).

Вильчанская серия установлена в Оршанской впадине, Ладужском и Рязано-Саратовском прогибах. В последнем она залегает на воронской свите пачелмской серии, а в первых двух - на лапичской (приладужской) или оршанской свите верхнего рифея. Серия сложена тиллитами, флювиогляциальными песчаниками и лимногляциальными, тонкослоистыми алевролитоглинистыми породами. Мощность серии достигает 400 м.

Волинская серия развита в Волинской впадине. Здесь она в основном сложена базальтами и их туфами (берестовецкая или ратайчицкая свита). Мощность ее до 500 м. В центральной части Брестской впадины среди базальтов отмечаются эффузивы и туфы среднего состава. В основании серии прослеживается толща (мощностью около 3 м) аркозовых песчаников и гравелитов.

В валдайское время на Русской платформе происходило резкое расширение областей осадконакопления и формирование таких крупных структур, как Верхнекаменская, Шкапово-Шиханская, Львовско-Кишиневская впадины и Московская синеклиза. Мощность серии на периферии платформы (Преддосруджье и Притиманье) достигает 1500 м, а в центральных ее частях сокращается до 300-100 м.

В парататотипическом разрезе серии присевой зоны Московской синеклизы в ее составе обособляются свиты (снизу вверх): плетневская, усть-пинская, любимская (котлиская) и решминская.

1. Плетневская свита развита в понижениях довалдайского рельефа. Она сложена алевролитами, аргиллитами, конгломератами и гравелитами (до 80 м).

2. Усть-пинская свита в пределах синеклизы пользуется наибольшим распространением. В ее строении участвуют темноцветные и шоколадно-коричневые аргиллиты с прослоями алевролитов и песчаников. В составе свиты прослеживаются три характерных вулканогенно-осадоч-

ных горизонта, сложенных туффидами, туфоаргиллитами, пепловыми туфами и монтмориллонитовыми глинами (Аксенов, Волкова, 1969). К усть-пинезской свите приурочены все находки мягкотелых организмов фауны (Келлер и др., 1974). Изотопный возраст пород свиты по глаукониту (Калуга) равен 596-607 млн. лет (Гаррис и др., 1967). Мощность свиты достигает 350 м.

3. Любимская (котлинская) свита залегает на различных пачках усть-пинезской свиты, а на западе синеклизы - на породах кристаллического фундамента. Свита представлена зеленоцветными и пестроцветными алевролитами-аргиллитовыми и песчаниково-алевролитовыми пачками. Изотопный возраст по глаукониту 600 млн. лет (Келлер и др., 1974). Мощность свиты до 490 м.

4. Решминская свита сложена красноцветными полимиктовыми и кварцевыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Мощность свиты 500 и более метров.

На основании циклического анализа плетневская и усть-пинезская свиты объединяются в редкинскую подсерию, а любимская и решминская - в поваровскую подсерию.

Такие же особенности залегания и четырехчленное строение имеет валдайская серия Верхнекамской впадины, где в ее составе выделяются кыквинская, верещагинская, велвинская и краснокамская свиты (Келлер и др., 1974). В пределах Львовско-Кишиневской впадины эквивалентами выделенных подразделений являются: редкинской части валдайской серии - ярышевская и нагорянская (каушанская), а поваровской части - каниловская (катлабужская) и суворовская свиты (Аксенов и др., 1974). На территории Волыни, юго-западного крыла Московской синеклизы и на северо-западе Рязано-Саратовского прогиба валдайская серия подстраивается снизу свислачской (зубово-полянкой) свитой туфогенных песчаников и алевролитов (Якобсон, 1971).

Отличительная особенность верхнебавлинского разреза Шкапово-Шиханской впадины по сравнению с ранее описанными разрезами валдайской серии - появление выше красноцветных песчаников нижнешкаповской (решминской) свиты вновь зеленоцветной толщи переслаивания. Сопоставление верхнебавлинской и валдайской серий основывается на присутствии в верхнекаировской свите пепловых туфов, данных изотопного возраста (595 млн. лет по глаукониту из верхнекаировской свиты) и наличии в верхнебавлинской серии валдайского комплекса микрофоссилий.

В пределах Московской синеклизы и Львовско-Кишиневской впадины валдайская серия несогласно перекрыта балтийской серией, относи-

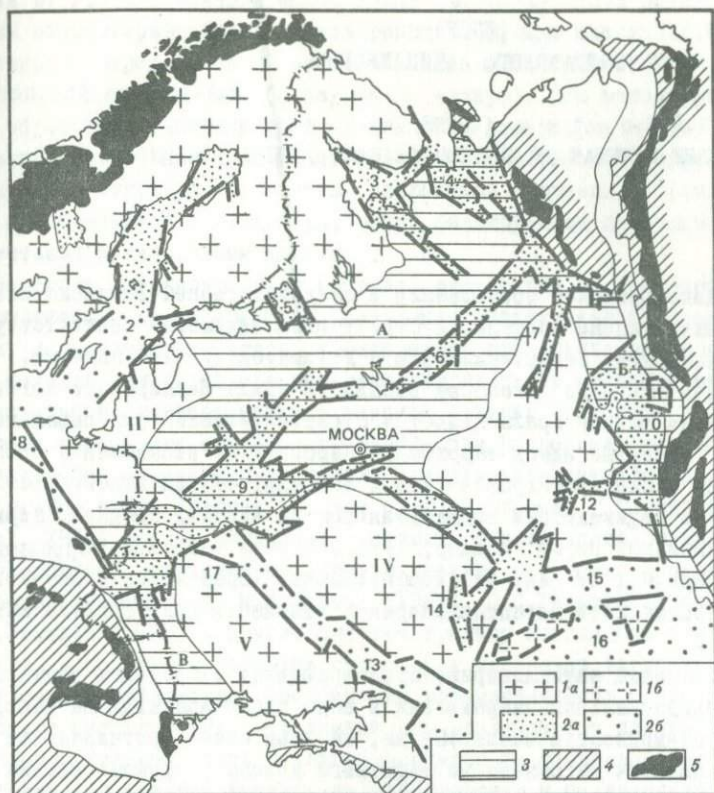
мой обычно, на основании первых скелетных остатков фауны, к нижнему кембрию.

ЛИТЕРАТУРА

- А б л и з и н Б.Д., К у р б а ц к и й А.М., К р ы л о в И.Н., 1969. К стратиграфии верхнего докембрия западного склона Северного Урала. - "Изв. АН СССР, сер. геол.", № 9.
- А к с е н о в Е.М., Б у к а т ч у к П.Д., Д р у м я А.В., Н я г а В.И., С о л о н ц о в Л.Ф., 1974. О вендских отложениях Преддобруджского прогиба. - "Докл. АН СССР", т. 218, № 1.
- А к с е н о в Е.М., В о л к о в а С.А., 1969. Вулканогенно-осадочные горизонты редкинской свиты валдайской серии. - "Докл. АН СССР", т. 188, № 3.
- Б е к к е р Ю.Р., А к с е н о в Е.М., Н е г р у ц а В.З., Я к о б с о н К.Я., С о л о н ц о в Л.Ф., 1975. Корреляция верхнего докембрия (рифья) Русской платформы и ее обрамления. - В кн.: Корреляция докембрия, тезисы докладов. М.
- Б е к к е р Ю.Р., 1972. Основные проблемы стратиграфии Русской платформы и ее складчатого обрамления. - "Сев. геология", № 5.
- Б е л я к о в а Л.Т., 1971. Новые данные по стратиграфии докембрия Приполярного Урала. - "Изв. АН СССР, сер. геол.", № 2.
- Б р у н с Е.П., 1957. Стратиграфия древних доэрдовических отложений западной части Русской платформы. - "Сев. геология", № 59.
- Г а р а н ь М.И., 1963. Западный склон и центральная зона Южного Урала. В кн.: Стратиграфия СССР. Верхний докембрий. М.
- Г а р р и с М.А., К а з а к о в Г.А., К е л л е р Б.М., П о л е в а я Н.И., С е м и х а т о в М.А., 1964. Геохронологическая шкала верхнего протерозоя. - В кн.: Абсолютный возраст геологических формаций. М.
- Г а р р и с М.А., К е л л е р Б.М., П о с т н и к о в Д.В., Я к о б с о н К.Э. 1973. Докембрийский чехол Русской платформы. - В кн.: Геохронология СССР, т. 1. Докембрий. Л., "Недра".
- Г а р р и с М.А., П о с т н и к о в Д.В., 1970. Геохронология докембрия востока Русской платформы и мезоэоцинклинальной области Урала. - В кн.: Геохронология докембрия. Л., "Наука".

- Г а р р и с М.А., П е с т н и к о в Д.В., П е п о в Ю.Н.,
В а с и л ь е в В.Л., М е н ь ш и к о в а Р.Т., Д е н и -
с е н к о Е.А., 1967. О возрасте габброидов Волго-Ураль-
ской области. Вопросы датировки древнейших геологических
образований и основных пород. - Тр. 14-й сессии комиссии
по определению абсолютного возраста геологических форма-
ций при ОНЗ АН СССР.
- Декембрий Русской платформы и ее складчатого обрамления, 1974.
К е л л е р Б.М., 1974. Стратотип вендомия на Южном Урале. -
В кн.: Этюды по стратиграфии. М., "Наука".
- К е л л е р Б.М., А к с е н о в Е.М., К о р о л е в В.Г.,
К р ы л о в И.Н., Р о з а н о в А.Ю., С е м и х а т о в
М.Л., Ч у м а к о в Н.М., 1974. Вендомий (терминальный
рифей) и его региональные подразделения. - В кн.: Итоги
науки и техники. Стратиграфия и палеонтология, т. 5. М.
- К и р с а н о в В.В., 1970. Вендские отложения центральных рай-
онов Русской платформы. - "Изв. АН СССР, сер. геол.",
№ 12.
- К л е в ц о в а А.А., С о л о н ц о в Л.Ф., 1960. К вопросу
о стратиграфической принадлежности и корреляции древ-
нейших отложений осадочного покрова Русской платформы.-
"Изв. Казанского филиала АН СССР, сер. геол.", вып. 9.
Казань.
- К о з л о в В.И., 1975. Верхний и терминальный рифей Башкир-
ского Урала. Автореф. докт. дис. М.
- К р ы л о в И.Н., 1975. Строматолиты рифея и фанерозоя СССР.
М., "Наука".
- М а м а е в Н.Ф., 1967. Древние толщи Восточно-Уральского мег-
антиклинория. М., "Наука".
- М л а д ш и х С.В., А б л и з и н Б.Д., 1967. Стратиграфия
верхнего докембрия западного склона Среднего Урала. -
"Изв. АН СССР, сер. геол.", № 2.
- М а х н я ч А.С., В е р е т е н н и к о в Н.В., Ш к у р а т о в
В.И., 1977. Стратиграфическая схема верхнего протеро-
зоя Белоруссии. - "Докл. АН СССР", т. 18, № 5.
- М о р о з о в С.Г., С о л о н ц о в Л.Ф., 1974. Основная
проблема стратиграфии верхнего докембрия Западной Баш-
кирии. - В кн.: Тезисы докладов совещания по верхнему
докембрию (рифей) Русской платформы.
- М о р о з о в С.Г., И в а н о в а Т.В., П а с т у х о в А.Г.,

- Х л е б н и к о в В.Д., 1972. Новые данные о стратиграфии верхнедокембрийских образований Приуралья. "Докл. АН СССР", т. 202, № 6.
- П о л к а н о в А.А., Г е р л и н г Э.К., 1961. Геохронология и геологическая эволюция Балтийского щита и его складчатого обрамления. - Тр. лабор. докембрия, вып. 12. Л., Изд-во АН СССР.
- Р а а б е н М.Е., 1975. Верхний рифей как единица общей стратиграфической шкалы. М., "Наука".
- С а л е п Л.И., М у р и н а Г.А., 1970. Возраст Бердяшского плутона рапакиви и проблема геохронологических границ нижнего рифея. - "Сов. геология", № 6.
- С е к о л о в Б.С., 1964. Вендский комплекс и проблема границ докембрия и палеозойской группы. - В кн.: Докл. сов. геол. на XXII сессии Междунар. геол. конгр. Проблема Ю. М., "Наука".
- С о л о н ц о в Л.Ф., А к с е н о в Е.М., 1969. Рифей Восточно-Европейской платформы. - "Изв. вузов, геол. и разведка", № 10.
- С о л о н ц о в Л.Ф., К л е в ц о в а А.А., А к с е н о в Е.М., 1966. Новые данные о стратиграфии рифейских отложений востока Русской платформы. - "Сов. геология", № 1.
- С о л о н ц о в Л.Ф., Х о м е н т о в с к и й В.В., А к с е н о в Е.М., 1975. Основные черты стратиграфии верхнего докембрия Восточно-Европейской платформы и его возможные аналоги на Сибирской платформе. - В кн.: Аналоги вендского комплекса в Сибири. М., "Наука".
- Ф е д о н к и н М.А., 1974. О новых находках онколитов в ямантауской серии Южного Урала. - В кн.: Биостратиграфия и палеонтология нижнего кембрия Европы и Северной Азии. М., "Наука".
- Ш а т с к и й Н.С., 1945. Очерки тектоники Волго-Уральской области и смежной части западного склона Южного Урала. - В кн.: Материалы к познанию геологического строения СССР, вып. 2(6). М., изд. МОИП.
- Я к о б с о н К.Э., 1968. Протерозойский платформенный чехол Русской плиты. Геол. строение СССР, т. I (стратиграфия). М., "Недра".
- Я к о б с о н К.Э., 1971. Соотношение волынской серии и других подразделений верхнего докембрия на западе Русской платформы. - "Сов. геология", № 2.



Палеотектоническая схема для рифея и венда Русской платформы (составлена Л.Ф.Солонцовым, Е.М.Аксеновым)

Палеотектонические элементы рифея: I - щиты, массивы: а - установленные, б - предполагаемые. I - Балтийский, II - Шитийский, III - Волго-Камский, IV - Воронежский, V - Украинский; 2 - грабенообразные прогибы: а - установленные, б - предполагаемые. I - Далекарлийский, 2 - Ботническо-Балтийский, 3 - Онего-Кандалакшский, 4 - Лешуконский, 5 - Ладожский, 6 - Солигаличско-Яренский, 7 - Вятский, 8 - Датско-Польский, 9 - Вольно-Крестцовский, 10 - Камско-Бельский, 11 - Рязано-Саратовский, 12 - Сергиевско-Абдулинский, 13 - Больше-Донбасский, 14 - Доно-Медведицкий, 15 - Озинковско-Утвинский, 16 - Баскунчакско-Ногайтинский, 17 - Овручский

Палеотектонические элементы венда: 3 - синеклизы и впадины: А - Московская синеклиза, Б - Верхнекамская краевая впадина, В - Львовско-Кишиневская краевая впадина, Г - Шапово-Шиханская впадина; 4 - складчатые сооружения Карпат, Горнего Крыма, Кавказа, Урала; 5 - выходы отложений верхнего докембрия в обрамлении платформы

В.И.К о з л о в (СССР)
РИФЕЙ УРАЛТАУСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ

V.I.K o z l o v (USSR)
THE RIPHEAN OF THE URALTAUSKY ANTICLINORIUM

Верхнедокембрийские образования в пределах Горной Башкирии занимают значительные площади, в структурном отношении соответствующие Башкирскому мегантиклинорию и Уралтаускому антиклинорию.

Разрез верхнего докембрия западного крыла Башкирского мегантиклинория Южного Урала является стратотипическим для рифейской группы. Развитые здесь терригенно-карбонатные отложения в соответствии с биостратиграфической и радиологической характеристикой и циклами седиментации подразделяются на нижний, средний, верхний и терминальный рифей (Келлер, 1973). С этим разрезом коррелируются в различной степени метаморфизованные образования восточного крыла Башкирского мегантиклинория и отложения Уралтауского антиклинория.

Уралтауский антиклинорий, простирающийся в пределах Башкирии в субмеридиональном направлении в виде слабо выпуклой на запад дуги протяженностью около 400 км, на всем своем протяжении от с.Кирыбинского на севере до широтного колена р. Урала (Орский Урал) на юге характеризуется асимметричным строением. Западное крыло структуры пологое, и здесь наблюдается наиболее полный разрез слагающих его пород; восточное крыло более крутое (40-50°) и почти на всем протяжении срезано Главным Уральским разломом. Внутреннее строение антиклинория сложное. Вследствие ундляции оси здесь выделяются структуры более мелкого порядка. Наиболее крупными в северной части являются Кубяковская и Уткальская антиклинади, расположенные соответственно в районе дер.Кубяково и горы Уткаль-Таш. В южной части Уралтау самой крупной структурой является Максютовская антиклиналь, осложненная брахиструктурами Губерлинской, Галеевской, Кувашлинской, Иткуловской и др. Северное периклинальное замыкание Уралтауского антиклинория располагается вблизи с. Кирыбинского, где сводовая часть структуры осложнена субширотным Кирыбинским ультраосновным массивом, приуроченным к Западно-Уралтаускому надвику. В пределах Оренбургского Урала в бассейне рек Губерля, Бол. и Мал. Каяла наблюдается южная периклиналь антиклинория, где в районе широтного те-

чения р. Урала метаморфические толщи погружаются под фаунистически охарактеризованные вулканогенно-осадочные породы ордовика и силура и через 10-15 км вновь выходят на поверхность в ядре Эбетинской антиклинали (Северные Мугоджары). Для метаморфических образований антиклинория чрезвычайно характерна мелкая складчатость различных генетических типов и разнообразной морфологии. Складчатые структуры осложнены разрывными нарушениями различной протяженности и амплитуды, часто фиксируемыми проявлениями магматизма и кварцевыми жилами.

Пестрота литологического состава, отсутствие четкой биостратиграфической характеристики, различная интенсивность метаморфизма и, как следствие этого, ограниченное применение радиологических методов, значительное развитие разрывных нарушений и мелкой складчатости, повторяемость в разрезе близких по облику и составу толщ составляют основные трудности при разрешении вопросов стратиграфии метаморфических толщ Уралтауского антиклинория.

Древние толщи Уралтау впервые были расчленены Д.Г.Ожигановым (1941, 1964) на два комплекса - нижний (максютовский) и верхний (суванякский), разделенные (по его мнению) перерывом и стратиграфическим несогласием. М.И.Гарань (1969), С.С.Горохов (1964), В.А.Романов (1973) и другие считают границу комплексов тектонической. К настоящему времени существует несколько вариантов схем стратиграфического расчленения метаморфических пород Уралтауского антиклинория, что лишний раз подчеркивает сложность проблемы. Большая часть геологов сходится на разделении метаморфических образований Уралтау на максютовский и суванякский комплексы (серии). Учитывая разницу состава, степени метаморфизма и распространения магматических образований в указанных комплексах, мы считаем целесообразным дать краткую характеристику геологического строения каждого комплекса с последующей привязкой принятой стратиграфической схемы к стратотипическому разрезу Башкирского метантиклинория.

МАКСЮТОВСКИЙ КОМПЛЕКС

Отложения комплекса имеют широкое распространение в виде полосы субмеридионального простирания (см. рис. 1) при ширине от 8 до 15 км от широты с.Темясова на севере до широты ст. Сара на юге (протяженность около 200 км).

Д.Д. и В.М. Криницкие (1958) и С.С.Горохов (1964) предложили схему стратиграфии максютовского комплекса, в составе которого выделены свиты (снизу): галеевская, кайраклинская, имагузинская и кармалинская (рис. 2).

Г а л е е в с к а я свита сложена кварцитами и мусковит-кварцевыми сланцами. Отложения свиты слагают ядра Галеевской, Карамалинской, Якуповской (среднее течение р. Сакмары) и Губерлинской брахиантиклиналей. Обнажена она удовлетворительно, и почти в каждой из перечисленных структур есть достаточно полные ее разрезы. Нижняя граница свиты не вскрыта эрозией, с перекрывающей кайраклинской свитой наблюдается постепенный переход.

Строение галеевской свиты и ее литологический состав характеризует стратотипический разрез по правому берегу р. Сакмары в 1650 м выше дер. Верхне-Галеево. Здесь, а также в разрезах по р. Кайракле и левому берегу р. Сакмары, вблизи устья р. Карамалы, видно, что в составе свиты преобладают кварциты белые, светло-серые, иногда с желтоватым или розоватым оттенком, толсто- и среднеслоистые, преимущественно среднезернистые. В верхней части свиты кварциты более рассланцованы и содержат прослои углистых кварцитов. Эти породы являются переходными к более молодой кайраклинской свите. Мощность галеевской свиты около 100-150 м.

К а й р а к л и н с к а я свита представлена различными графитистыми темно-серыми сланцами, кварцитами (местами графитистыми), зелеными сланцами хлорит-альбитового состава с актинолитом и эпидотом (ортосланцы и ортопороды) и светло-серыми мусковит-кварцевыми сланцами. Отложения свиты залегают в ядре Максютовской антиклинали (среднее течение р. Сакмары). Несмотря на значительную площадь распространения, свита плохо обнажена. Наиболее полные разрезы ее вскрываются долинами рек Крепостной Зилаир, Сакмара, Кайракла, Баракал, Баракал-Тиль, Губерля и др. Стратотипическим считается разрез по р. Кайракла (севернее дер. Нижне-Галеево). С подстилающей галеевской и перекрывающей юмгузинской свитами она связана постепенным переходом.

Отличительные особенности кайраклинской свиты - ее преобладающий темно-серый и черный цвет за счет присутствия графитистого материала и наличие разнообразных по составу "зеленых" сланцев, образовавшихся в результате метаморфизма вулканогенных пород основного состава. В полосе распространения свиты местами отмечаются линзы мраморов длиной до 100 м при ширине 15-30 м.

Общая мощность свиты колеблется от 350 до 550 м.

Ю м а г у з и н с к а я свита сложена мусковит(слюда)-кварцевыми, мусковит-плаггиоклаз-кварцевыми сланцами и слюдястыми кварцитами. Сланцы содержат в весьма переменных количествах глаукофан, гранат, хлорит, преслоями они с эпидотом и актинолитом, реже встречаются графитистые разности их.

Породы юмагузинской свиты распространены в южной половине Уралтау, где они приурочены главным образом к крыльям брахиантиклиналей, осложняющим Максютовскую антиклиналь. Обнажена свита удовлетворительно, наиболее полные разрезы ее можно наблюдать по рекам Губерля, Сакмара-Тиль, Баракал-Тиль, Крепостной Зилаир, Сакмара (на широте дер. Максютово), Кувашлы, Баткатлы и некоторым другим. На всей площади своего распространения свита характеризуется своим образом и выдержанностью литологического состава. Она сложена преимущественно светлыми и светло-серыми, слегка зеленоватыми кварцевыми сланцами и кварцитами с обильным содержанием крупнотаблитчатого мусковита, граната и глаукофана, чем резко отличается от подстилающей кайраклинской и перекрывающей карамалинской свит, сложенных преимущественно темно-серыми и черными графитистыми породами. Поэтому отложения юмагузинской свиты до некоторой степени могут служить маркирующими при изучении максютовского комплекса. Южнее широтного течения р. Сакмары в юмагузинской свите уменьшается число и мощность прослоев кварцевых сланцев, в составе пород здесь прослоями появляются мелкие галечки (от 2 мм до 1,0-1,5 см) окатанного микроклина, а сами сланцы становятся альбитизированными, приобретая гнейсовидный облик.

Мощность свиты колеблется от 300 до 500 м.

Карамалинская свита связана с подстилающей юмагузинской свитой постепенным переходом, сложена преимущественно ортосланцами основного состава, графит-кварцевыми, мусковит-кварцевыми сланцами, прослоями содержащими альбит, гранат, реже эпидот, графитистыми кварцитами и линзами известняков. Мощность свиты колеблется от 200 до 1100 м и определяется в основном присутствием метаморфизованных вулканогенных пород.

Проведенные нами наблюдения и материалы предыдущих исследователей показывают, что карамалинская свита испытывает по простиранию значительные фациальные изменения, выражающиеся прежде всего в соотношении графитистых пород и "зеленых" сланцев — продуктов метаморфизма средних и основных эффузивов и их туфов. Наибольшим распространением "зеленые" сланцы пользуются в крыльях Кувашлинской брахиантиклинали. Южнее, в разрезе р. Крепостной Зилаир, содержание их заметно снижается, а еще южнее они почти исчезают из разреза. Примерно аналогичная картина отмечается к северу от упомянутой структуры: в разрезах по р. Шерде и в бассейне р. Бол. и Мал. Казмаш "зеленые" сланцы играют резко подчиненную роль.

Карамалинская свита завершает разрез максютовского комплекса, общая мощность отложений которого колеблется от 950 до 2300 м.

Результаты петрографических и петрохимических исследований подтверждают, что кварциты и слюдяно-кварцевые сланцы максютовского комплекса возникли в результате метаморфизма песчаных и песчано-глинистых отложений, известковистые осадки были преобразованы в мраморизованные известняки и мраморы, зеленые сланцы формировались по основным и средним вулканогенным и частью интрузивным породам или продуктам их метаморфизма.

В разрезе максютовского комплекса встречаются эклогиты. Это плотные массивные или грубо рассланцованные породы темно-зеленого цвета с порфиробластами граната. По данным исследований А.И. Демчука, проведенным в 1967 г., по химическому и минералогическому составу все эклогиты близки между собой и образовались, по-видимому, за счет интрузий габбро. Минеральный состав эклогитов: гранат-альмандин (до 30%), омфациит, глаукофан, обыкновенная роговая обманка, актинолит, хлорит, эпидот, клиноцизит, мусковит, сфен и рутил.

По В.И. Ленных (1973), породы максютовского комплекса претерпели прогрессивный метаморфизм в условиях эклогитовой фации и два этапа регрессивного метаморфизма — сначала в условиях фации глаукофановых сланцев, а затем фации «зеленых» сланцев. Этапы регрессивного метаморфизма сопровождалась различными регионально и локально проявившимися метасоматическими процессами. Интенсивность проявления метаморфизма в обстановке эклогитовой фации и наложенных этапов диафтореза не зависела от стратиграфического положения отдельных свит. В соответствии с этим минералогический состав одной и той же свиты в разных разрезах не одинаков, и вместе с тем близкие по составу породы встречаются в различных свитах, что значительно затрудняет картирование образований максютовского комплекса.

СУВАНЯКСКИЙ КОМПЛЕКС

В состав комплекса включены мощные кварцито-конгломерато-сланцевые отложения, в различной степени метаморфизованные и трансгрессивно перекрытые фаунистически охарактеризованными палеозойскими образованиями. Отложения комплекса имеют значительное распространение, своеобразный состав, строение и условия залегания. По литолого-петрографическим особенностям, стратиграфическому положению, особенностям тектоники, магматизма и характеру

метаморфизма суванякский комплекс не однороден. Севернее широты р. Бол. Яманъялга (Кирыбинско-Узянбашский район) он четко расчленяется на свиты (снизу) уткальскую, курташскую, мазаринскую, арвякскую, байнасскую и аршинскую; южнее (Суванякско-Сакмарский район) в составе суванякского комплекса (в пределах Башкирии) выделяются свиты (снизу) уткальская, акбиикская и белекейская.

У т к а л ь с к а я свита сложена преимущественно сланцами кварц-плагиоклаз-хлорит-биотитового (мусковитового) состава, переслаивающимися с более кварцевыми (бесполовошпатовыми или лишенными хлорита) разностями, кварцитами и реже графит-кварцевыми сланцами. В зависимости от комбинаций и количества основных породообразующих минералов (плагиоклаза, хлорита, кварца, мусковита и биотита) в составе свиты выделяются многочисленные разновидности сланцев, которые находятся в переслаивании между собой и кварцитами и образуют постепенные взаимопереходы. Название и облик породы определяются содержанием кварца и порфиробластов плагиоклаза. Нижняя граница уткальской свиты не вскрыта эрозией, а верхняя - определяется подошвой курташских кварцитов, залегающих с небольшим разрывом и угловым несогласием (Козлов, 1972).

Из всех доордовикских образований Уралтауского антиклинория уткальская свита наиболее распространена. Отложения ее почти непрерывно протягиваются от с. Кирыбинского на севере до бассейна р. Баракал на юге. Свита характеризуется удовлетворительной обнаженностью, наиболее полные разрезы ее можно наблюдать по рекам Уткаль, Урда, Устуманды, Ус-Кунуш, Рясток, Бол и Мал. Тусту и др. Повсеместно свита четко распознается и выделяется по специфическому набору слагающих ее пород. Характерными признаками уткальской свиты являются: а) ритмичное переслаивание мягких "полевошпатовых" и кварцевых разностей сланцев и кварцитов при мощности прослоев от 1-2 мм - 2 см до 20-30 см, реже до 1-2 м; б) наличие зерен плагиоклаза почти во всех разностях сланцев и даже в кварцитах, придающих сланцам своеобразный "гнейсовидный" облик ("рябчиковые" сланцы). По литологическому составу свита расчленяется на подсвиты: нижнюю (существенно сланцевую, 450-700 м), среднюю (сланцево-кварцитовую, 500-800 м) и верхнюю (преимущественно кварцитовую, 400-750 м); между собой они связаны постепенными переходами. Общая мощность свиты 1350-2250 м.

Своеобразие литологии и выдержанность состава уткальской свиты по простиранию позволяют использовать ее в качестве своеобразной маркирующей толщи при изучении верхнего докембрия Уралтауского антиклинория.

Курташская свита представлена кварцитами, мусковит-кварцевыми, мусковит-хлорит-кварцевыми сланцами, местами с плагиоклазом, графитом, редко с карбонатом, кварцито-песчаниками (иногда гравийными); в верхах свиты в маломощных прослоях и линзах — отмечаются известняки и доломиты. Породы связаны постепенными взаимопереходами и в зависимости от содержания того или иного компонента образуют всевозможные переходные разновидности.

Курташская свита прослежена нами с небольшими перерывами от широты р. Суваняк на юге до с. Кирыбинского на севере. Свита характеризуется плохой обнаженностью. Полных разрезов ее нет во всем антиклинории Уралтау. Фрагменты разрезов можно наблюдать на горах Курташ-Тау, Кульсугады (Мал. Курташ-Тау), Усанташ, по рекам Маратбай, Шагарка, Бол. Рязь, Суваняк, Баракал и др., Курташская свита имеет сравнительно выдержанный состав: преобладают кварциты и кварцитовидные мусковит-кварцевые сланцы; незначительные фациальные изменения отмечаются южнее р. Бол. Рязь и выражаются в постепенном увеличении в ее составе сланцев при соответствующем уменьшении кварцитов.

Курташская свита залегает на подстилающей уткальской свите с перерывом и небольшим несогласием и в свою очередь трансгрессивно перекрывается мазаринской свитой (Козлов, 1972). По литологическому составу курташская свита подразделяется нами на три подсвиты, связанные постепенными переходами: нижнюю (существенно кварцитовую, 100–150 м), среднюю (кварцито-сланцевую, 700–1000 м) и верхнюю (сланцевую, 400–450 м). Общая мощность свиты колеблется от 1200 до 1600 м.

Мазаринская свита представлена гнейсовидными сланцами кварц-плагиоклаз-хлорит-эпидот-мусковитового состава зеленовато-серого цвета, которым подчинены метаморфизованные конгломераты, гравелиты, песчаники и реже кварциты. Свита имеет распространение преимущественно в пределах западного крыла антиклинория Уралтау и прослеживается в виде полосы, ширина которой колеблется от 0,7–1 км в южной части площади распространения до 3–5 км на севере, вблизи с. Кирыбинского, где она обрамляет северное периклинальное замыкание структуры. Свита обнажена плохо. Наиболее полные, но не сплошные разрезы ее можно наблюдать по р. Мазаре и водоразделу последней с руч. Нижняя Мазара, по ручьям Вишневы Дол и Кульбакский, на хребтах Кунангуй, Какры-Карагай, на горах Барангуд, Кызыл-Яр. Обычно же в полосе распространения свиты отмечаются разобненные выходы, сложенные устойчивыми к выветриванию песчаниками, конгломератами или более кварцевыми разновидностями сланцев.

Мазаринская свита на подстилающих образованиях залегает резко несогласно. С перекрывающей арвякской свитой мазаринские породы связаны постепенным переходом через переслаивание близких по составу и внешнему облику пород; граница проводится по появлению в разрезе мощных пластов серых кварцитоподобных песчаников, гравелитов и конгломератов. При этом постепенная смена отложений происходит не только вверх по разрезу, но и по простиранию, ибо с севера на юг отмечается постепенное замещение пород мазаринской свиты породами арвякской. Действительно, если на широте пос. Тирлян мощность мазаринской свиты достигает 850 м, то южнее, на широте горы Арвяк-Рязь мощность ее уменьшается до 400 м, а арвякской увеличивается до 1000 м.

Арвякская свита сложена кварцитами, метаморфизованными конгломератами, гравелитами, песчаниками и различными сланцами, а также карбонатными породами. Отложения свиты прослеживаются почти непрерывной полосой (шириной от 1,0-1,5 до 2-3 км) от р. Яманъедга до с. Кирябинского. Свита характеризуется неравномерной обнаженностью, наиболее полные разрезы можно наблюдать по рекам Кага, Зап. Уткаль, по ручьям Рудный и Вишневый Дол, по горам Арвяк-Рязь, Шихан, Кызыл-Яр и др. С подстилающими породами она связана постепенным переходом. На севере антиклинория, в Тирлянской синклинали свита с размывом перекрыта байнасской и аршинской свитами. Южнее г. Белорецка арвякская свита перекрыта с размывом и несогласием ордовикскими и силурийскими образованиями. В верхах свиты в разрезах ручьев Городского (Махмутовского), Кискина, Кужа-Байда, Биркутия, в районе дер. Байсакалово и с. Кирябинского появляются прослои (линзы) известняков и доломитов, прослеженных с перерывом в обнаженности почти на 60 км. На руч. Городском мощность карбонатной пачки равна 150 м. В различных местах в них из сборов автора З.А.Журавлевой определены микрофитоциты, типичные для IV комплекса. Мощность арвякской свиты колеблется от 1000 м на широте пос. Майгашты до 750 м в Тирлянском районе.

Байнасская свита выделяется впервые. Ранее соответствующие ей отложения рассматривались нами (Козлов, 1972) в составе нижней части аршинской свиты. Байнасская свита сложена сланцами кварц-хлорит-серицитового состава, песчаниками, карбонатно-кварцевыми сланцами и прослоями конгломератов и доломитов. Нижняя граница свиты резкая и проводится по подошве конгломератов, залегающих с размывом на подстилающих доломитах арвякской свиты. Верхняя граница непосредственно в обнажениях не наблю-

далась, но определяется нами как трансгрессивная по залеганию аршинской свиты с несогласием и размывом на подстилающих образованиях.

В качестве стратотипического для свиты нами предлагается разрез по правому берегу руч. Городского (Махмутовского), в 4,6 км выше его устья. Отдельные фрагменты разреза свиты изучены по ручьям Кульбакскому, Теронакскому, Кужа-Байда, Иткулкину, Биркутия.

Мощность байнасской свиты в стратотипическом разрезе 400-450 м.

Аршинская свита завершает разрез древних свит северной части Уралтау. В составе ее выделяются серицит-хлорит-кварцевые, серицит-кварцевые плейчатые сланцы, филлитизированные алевролиты, песчаники, гравелиты, кварцито-песчаники, кварциты, тиллитоподобные конгломераты, преслой и линзы доломитов и известняков, тела зеленокаменно измененных основных эффузивов. Свита распространена преимущественно в пределах Тирлянской синклинали, обрамляя со всех сторон палеозойские образования. Обнаженность свиты удовлетворительная, но непрерывных разрезов ее нет; стратотипом считается разрез по р. Арше. Разрозненные фрагменты разреза свиты можно наблюдать по р. Тирлян, по ручьям Теронакскому, Кульбакскому, Вишневому и др. Свита имеет исключительно выдержанный литологический состав. Только на западном крыле Тирлянской синклинали, южнее р. Тирлян, отмечено постепенное повышение степени метаморфизма пород, выразившееся в большей слюдистости и альбитизации сланцев, сопровождающееся почти полной потерей реликтовых структур. Аршинская свита залегает на различных толщах арвянской, мазаринской и зильмердакской свит; к основанию ее часто приурочены тиллитоподобные конгломераты, переслаивающиеся с грубозернистыми песчаниками, содержащими гальку подстилающих пород, что позволяет считать нижнюю границу свиты трансгрессивной. Верхняя граница свиты четкая и проводится по подошве несогласно залегающих на ней ордовикских отложений.

Мощность аршинской свиты колеблется от 750 до 1000 м.

Выше мы отмечали, что в южной половине Уралтауского антиклинория (южнее р. Яманьелга, до широтного колена р. Сакмары) в суваянском комплексе выделяются (снизу) уткальская, акбиикская и бедекейская свиты. Уткальская свита по составу совершенно аналогична таковой северных разрезов и составляет по существу единое геологическое тело; характеристика свиты приведена выше.

А к б и и к с к а я свита сложена кварцито-песчаниками, кварцитами, серицит-хлорит-кварцевыми и серицит-кварцевыми сланцами (иногда известковистыми). Стратотипическим для нее является разрез по р. Суваняк вблизи г. Акбиик. Отсюда эти отложения прослеживаются на юг - до широты дер. Карагай-Покровки и на север - до широты хр. Южный Крака. Свита обнажена плохо, даже в наиболее обнаженных разрезах по рекам Сакмара, Суваняк, Ус-Кунуш и др. имеются значительные (от 5-10 до 50-100 и 500 м) задернованные участки. Соотношения акбиикской свиты с подстилающими образованиями изучены недостаточно полно; с перекрывающей белекейской свитой она связана постепенным переходом. На всей площади распространения акбиикская свита характеризуется выдержанностью состава, легко распознается и картируется на местности.

Мощность свиты 900-1000 м.

Б е л е к е й с к а я свита завершает разрез рифейских отложений южной половины зоны Уралтау; сложена она преимущественно фидлитовидными сланцами с прослоями кварцитов, кварцито-песчаников и редко конгломератов. Свита имеет значительное распространение - от истоков р. Мал. Сараты на севере до широтного колена р. Сакмары на юге. Обнаженность свиты очень плохая; залегает она на акбиикской свите согласно с постепенным переходом, а перекрывается с размывом и угловым несогласием фаунистически охарактеризованными отложениями уразинской свиты или сланцами бетринской свиты сидура.

Мощность белекейской свиты в разрезе р. Суваняк 350 м.

Заканчивая характеристику суванякского комплекса, необходимо отметить следующее: а) наиболее полный разрез его описан севернее р. Яманьелга; б) для отложений уткальской, курташской, магаринской и арвякской свит характерно широкое развитие наложенных процессов альбитизации, проявившихся с различной степенью интенсивности на всей обширной площади их распространения и, следовательно, являющихся региональным процессом; в) степень метаморфизма суванякского комплекса, определяемая наблюдающимися минеральными ассоциациями, соответствует фации „зеленых“ сланцев (Кац, Генина, 1974; Ленных, 1968, 1973; Алексеев, 1969). В фации „зеленых“ сланцев здесь выделяются серицит-хлоритовая и биотит-хлоритовая субфации, образующие зоны, границей между которыми является изограда биотита. По занимаемой площади биотит-хлоритовая субфация является наиболее распространенной: западная граница ее совпадает с подошвой байнасской, аршинской и акбиикской свит, восточная - более сложная и определяется серией субмеридиональ-

ных разрывных нарушений, ограничивающих с востока полосу распространения уткальской свиты, или проводится по подошве нерасчлененных отложений терминального рифея. Другими словами, территория распространения отложений биотит-хлоритовой субфации соответствует площади развития пород уткальской, курташской, мазаринской и арвякской свит. Остальная площадь (за исключением полосы распространения максютовского комплекса) соответствует серицит-хлоритовой субфации.

Вопрос о возрасте метаморфических образований Уралтауского антиклинория является исключительно сложным и может быть решен только путем сопоставления их с отложениями других структурно-формационных зон, для которых точно установлены последовательность напластования и возраст. Ближайшая такая зона - область развития древних свит Башкирского мегантиклинория. Слагающие Уралтау породы почти не содержат палеонтологических остатков. Определения изотопного возраста пород калий-аргоновым методом по валовым пробам и монофракциям мусковита - соответственно 340-360 и 370-430 млн. лет (Ленных, 1963) - показали резко "омоложенные" датировки. Единого мнения о возрасте метаморфических образований антиклинория не существует.

В последнее десятилетие достоверно установлено, что самые верхние свиты Уралтау (аршинская и арвякская на севере, акбиикская и белекейская на юге) с глубоким размывом и угловым несогласием перекрываются фаунистически охарактеризованными нижне-, средне-, верхнеордовикскими и редко - силурийскими отложениями. Карбонатные прослои в аршинской и белекейской свитах содержат микрофитолиты IV (юдомского) комплекса (сборы автора, определения Э.А.Журавлевой). Для аршинской, акбиикской и белекейской свит характерны близкие значения изотопного возраста обломочного циркона и типоморфизм последнего, сходные с таковыми из свит ашинской серии Башкирского мегантиклинория. Исходя из этого аршинская, акбиикская и белекейская свиты отнесены нами к терминальному рифею. Эти свиты завершают разрез суванякского комплекса, следовательно, все нижние свиты последнего являются двашинскими. Мазаринская и арвякская свиты прорываются гранитоидами с изотопным возрастом циркона 630 ± 60 млн. лет (Краснобаев и др., 1973). В верхах арвякской свиты есть карбонатные породы, залегающие стратиграфически ниже байнассской свиты и содержащие микрофитолиты IV комплекса. Для арвякской, мазаринской и курташской свит характерны значения изотопного возраста и типоморфизм обломочного циркона, общие для каратауской серии Башкирского мегантиклинория.

рия. Изложенное выше позволяет считать предкурташский перерыв соответствующим предзильмердакскому, а предбайнасский — преддукскому.

Таким образом, проведенная корреляция свит суванякского комплекса Уралтауского антиклинория со свитами опорного разреза Башкирского мегантиклинория позволяет определить их место в общей стратиграфической шкале: курташская, мазаринская и арвякская свиты отвечают верхнему рифею; байнасская, аршинская, акбиикская и белекейская свиты — терминальному рифею; уткульская свита с определенной долей условности имеет среднерифейский возраст. Для оценки возраста свит максютковского комплекса каких-либо палеонтологических или радиологических данных пока не получено.

ЛИТЕРАТУРА

- А л е к с е е в А.А., 1969. Геология, вещественный состав и условия образования метаморфических пород нижней части суванякского комплекса хребта Уралтау (Южный Урал). Автореф. канд. дис. Свердловск.
- Г а р а н ь М.И., 1969. Нижний и средний докембрий. Геология СССР, т. XII. "Недра".
- Г о р х о в С.С., 1964. Рифей хребта Уралтау. М., "Наука".
- Совещание по унификации стратиграфических схем Урала, 1956. Тезисы докладов. Л.
- К а ц Ш.Н., Г е н и н а Л.А., 1974. Региональный метаморфизм горных пород Центрально-Уральского поднятия в пределах Башкирии. — В сб.: Магматизм, метаморфизм и оруденение в геологической истории Урала. Тезисы докладов III Уральского петрографического совещания. Свердловск.
- К е л л е р Б.М., 1973. Рифей и его место в единой стратиграфической шкале докембрия. — "Сов. геология", № 6.
- К о з л о в В.И., 1972. О возрасте древних свит антиклинория Уралтау в Тирлянем районе Южного Урала. — "Сов. геология", № 8.
- К р а с н о б а е в А.А., К о з л о в В.И., Б е р о д и н а Н.С., Б о г а т ы р е в а Г.И., 1973. Новые данные о геологическом строении метаморфических образований Уралтау. — В кн.: Ежегодник Ин-та геол. и геохимии УНЦ АН СССР. Свердловск.
- К р и н и ц к и й Д.Д., К р и н и ц к а я В.М., 1958. Новые данные о стратиграфии метаморфических образований зоны Уралтау. Информ. бюлл. Южно-Уральск. геол. упр., № 4.

- Л е н н ы х В.И., 1963. О возрасте метаморфических пород зоны Уралтау. - Тр. XI сессии Комис. по опред. абсолют. возраста геол. формаций. М., Изд-во АН СССР.
- Л е н н ы х В.И., 1968. Региональный метаморфизм докембрийских толщ западного склона Южного Урала и хребта Уралтау (Путеводитель Уралтауской экскурсии). Свердловск.
- Л е н н ы х В.И., 1973. Эклогит-глаукофан-сланцевая формация Южного Урала. Автореф. канд. дис. Свердловск.
- О ж и г а н о в Д.Г., 1941. Геология хребта Уралтау и района перидотитового массива Южного Крака. М., Госгеолтехиздат.
- О ж и г а н о в Д.Г., 1964. Метаморфические толщи хребта Уралтау. - В кн.: Геологическое строение СССР, т. XIII. М.
- Р о м а н о в В.А., 1973. Типовые разрезы докембрия Южного Урала. М., "Наука".

Группа палео-зои	Литогруппа	Система	Комплекс	Индекс	Литология	Мощность в м.	Краткое описание пород
Верхняя протерозой (рифей)	Терминальная рифейская фауна в р. г. п. п. у.	Ордовикская	Суваякский	D ₂₋₃ bc		100-150	Тирлянская свита Песчаники
				R ₁ az		800-1000	Аршинская свита Серпичито-халорито-кварцевые сланцы, алевролиты, песчаники, гравелиты, кварцито-песчаники, кварциты, пиллитоподобные конгломераты, прослои и линзы доломитов и известняков, тела зеленокаменно измененных основных эффузивов. В обломках карбонатных пород из пиллитовидных конгломератов обнаружены микрофитолиты <i>Vesicocyclites zaaberi Zhd.</i> , <i>V. compositus Z. Zhur.</i>
				R ₁ vaj		400-450	Бойноская свита Сланцы кварцево-халорито-серпичитового состава, песчаники, карбонатно-кварцевые сланцы, прослои доломитов, в основании конгломераты.
				R ₂ ooor		750-1000	Арежская свита Метаморфизованные гравелиты и конгломераты; кварцито-песчаники, кварциты; прослои сланцево-кварцево-халорито-мусковитового состава, в верхх пачка серых доломитов мощностью около 150 м, с микрофитолитами <i>Nubeculacites anils Z. Zhur.</i>
				R ₂ rvz		400-850	Мазаринская свита Гнейсовидные сланцы кварц-плагиоклазово-халорито-мусковито-эпидотового состава, метаморфизованные конгломераты, гравелиты, песчаники, кварциты, тела зеленокаменно измененных основных эффузивов
				R ₃ rvz		1200-1600	Курташская свита Кварциты, сланцы кварцево-халорито-мусковитового (серпичитового) состава местами с плагиоклазом, графитом, редко с карбонатом, кварцито-песчаники, в верхх малоомощные прослои и линзы известняков и доломитов
				R ₂ ut		1350-2250	Уткульская свита Сланцы мусковито-кварцевые, альбито-мусковито-кварцевые, с халоритом, слюдястые кварциты
				R ₂ kvtt		200-1100	Карамалинская свита Ортсланцы основного состава, сланцы графито-кварцевые, мусковито-кварцевые, прослоями с альбитом, гранатом, реже эпидотом, графитистые кварциты, линзы известняков
				R ₂ mt		300-500	Юмагузинская свита Сланцы кварцитоидные мусковито-кварцевые с глаукофаном, гранатом, плагиоклазом, слюдястые кварциты
				R ₂ kvk		350-550	Кайраклинская свита. Сланцы графито-кварцевые, мусковито-кварцевые, кварциты местами графитистые, ортопароды и ортсланцы по основным эффузивам, линзы мраморов
R ₂ gf		100-150	Галеевская свита Кварциты, мусковито-кварцевые сланцы				

Р и с. 2. Сводная стратиграфическая колонка рифея Уралтауского антиклинария. Составил В.И.Козлов.

М.А.Камалетдинов (СССР)
ТЕКТОНИКА ВЕРХНЕГО ДОКЕМБРИЯ
В РАЙОНЕ РИФЕЙСКОГО СТРАТОТИПА

M.A.Kamaletdinov (USSR)
TECTONICS OF THE UPPER PRECAMBRIAN
IN THE AREA OF RIPHEAN STRATOTYPE

Докембрийские отложения на Урале широко распространены. Они обнажаются в сводах ряда крупных положительных структур западного и восточного его склонов.

Наиболее полный разрез верхнего докембрия известен на западном склоне Южного Урала, в пределах так называемого Башкирского антиклинория, где на дневную поверхность выведена мощная (до 10-12 км) толща терригенных и карбонатных пород мигеоинклинального типа, характеризующихся относительно слабым метаморфизмом и почти полным отсутствием вулканогенных образований. Эти отложения, сформировавшиеся между карельской и байкальской эпохами складчатости, были выделены Н.С.Шатским в рифейскую группу (Шатский, 1945, 1960).

Башкирский антиклинорий имеет длину 350 км и наибольшую ширину 110 км (в бассейне р. Инзер). На западе антиклинорий граничит с Предуральским прогибом и восточной окраиной Уфимского плато (район хр. Каратау), на востоке - с Зилаирским синклинорием и зоной Уралтау, а севернее с. Кирыбинского - непосредственно с Магнитогорской зоной восточного склона Урала.

Рассматриваемый антиклинорий характеризуется сложной тектоникой и историей геологического развития, что явилось одной из причин, обусловивших существование противоречивых взглядов на строение этой области. Эволюция тектонических представлений рассмотрена в одной из недавних работ автора (Камалетдинов, 1974). Отметим лишь, что в основе тех или иных представлений лежит признание руководящей роли либо вертикальных, либо горизонтальных движений.

В последние годы в результате детальных геологических съемок и данных бурения появились новые факты, подтверждающие представления о покровном строении Башкирского антиклинория (Камалетдинов, 1974). Его структура образована рядом крупных и сложно деформированных аллохтонных пластин, надвинутых одна на другую с

востока. К ним относятся (с запада на восток): Нугушская, Алатауская, Зильмердакская, Юрматинская и Зюраткульская (рис. I, 2).

Нугушская тектоническая пластина сложена породами верхнего рифея, венда, а также среднего и верхнего палеозоя, надвинутыми на палеозойские породы Предуральского прогиба. Она прослеживается вдоль западного крыла Башкирского антиклинория более чем на 200 км при ширине обнаженной части до 30 км. В плане пластина представляет собой меридионально вытянутую и слабо выпуклую к западу полосу, выклинивавшуюся в бассейне р. Лемеза вследствие перекрытия ее с востока Алатауской пластиной. Породы аллохтона сматы в серию линейных складок и нарушены многочисленными разрывами меридионального простираения. На юге Нугушская пластина соединяется непосредственно с Суреньским покровом Зилаирского синклинория, сложенным палеозойскими отложениями, вместе с которым она и надвинута как единая тектоническая структура. Это доказывается характером залегания слагающих их средне-верхнекаменноугольных отложений, прослеживающихся на междуречье Бол. Ика и Белой в виде непрерывной полосы субмеридионального простираения, не обнаруживая поперечных дислокаций, свидетельствующих об автономных горизонтальных движениях пластин.

Подшова Нугушской пластины к югу от р. Нугуш обнажается вдоль западной границы ассельско-тастубских известняков, а севернее пересекает ряд складок, образованных каменноугольными и девонскими отложениями, скрываясь затем под надрывами Каратауского комплекса.

На левом берегу Нугуша, там, где северная часть Кузнецовской антиклинали размыта, в тектоническом полукне обнажены артинские осадки Предуральского прогиба. Ширина полукна составляет 5 км, что отвечает минимальной видимой амплитуде Нугушского покрова. Однако в действительности она значительно больше, о чем свидетельствуют результаты бурения в Зилаирском синклинории, где установлено надвигание Суреньского покрова на 15-20 км. Учитывая, что Нугушская пластина перемещалась совместно с Суреньской как единая аллохтонная масса, амплитуда ее составляет не менее указанной выше цифры.

Алатауская тектоническая пластина сложена породами каратауской и ашинской серий, а в районах южного и северного окончаний, кроме того, палеозойскими отложениями. Последние по составу и строению существенно не отличаются от однообразных образований Нугушской пластины, хотя для них характерны несколько большие полнота разреза и мощность, свидетель-

ствающие об относительно большой амплитуде погружения этой территории в палеозойское время.

Алатауская пластинка преследуется в субмеридиональном направлении от р. Ук на севере до левого берега р. Белой на юге на 225 км при ширине до 25 км. Южнее она скрывается под Мурадымовской аллохтонной пластиной Зилайрского синклинория, и лишь отдельные останцы ее сохранились от размыва в ядре Сукшевской синклинали.

Структура Алатауской тектонической пластины в пределах обнаженной части отвечает крупной, сложно дислоцированной линейной антиклиналью, получившей название Алатауского антиклинория. Последний осложнен сжатыми, местами опрокинутыми к западу складками, часто нарушенными разрывами. Вдоль Алатауского надвига интенсивно дислоцированные толщи каратауской серии (преимущественно зильмердакская свита) надвинуты на ашинские песчаники и аргиллиты, а местами — на палеозойские отложения Нугушской пластины.

Замеренные разными исследователями углы наклона поверхности надвига в различных местах варьируют в широких пределах. Наиболее пологие углы определены в 1932 г. в верховьях Урюка Э.Х.Алкснэ и составляют 5-8°.

Предпринятое нами изучение стратиграфии девонских отложений по р. Белой показало, что полнота разрезов и мощность этих отложений на восточном и западном крыльях Алатауского надвига различаются. Так, если на восточном крыле, у дер. Максютеево, мощность явловских слоев среднего девона составляет 80 м, то на западном крыле, у дер. Акбуты, она не превышает 10 м.

Горизонтальная амплитуда Алатауского надвига может быть определена лишь приблизительно, причем наиболее четко она устанавливается на юге, в бассейне р. Белой. Здесь породы надвига частично перекрывают с востока обширную Сукшевскую синклинали. При этом слои на восточном крыле последней подходят под острыми углами к линии надвига. Если мысленно продолжить эти слои под аллохтоном Алатауской пластины и дорисовать восточное крыло синклинали, горизонтальная амплитуда надвига составит не менее 10 км.

З и л ь м е р д а к с к а я тектоническая п л а с т и н а образована породами нижнего, среднего и верхнего рифея. Она представляет полосу северо-восточного простираения, расширяющуюся в средней части и слегка изогнутую выпуклостью к северо-западу. На северо-востоке эта полоса следует до Тараташского выступа кристаллического фундамента, подстилающего рифейские толщи, а на юге соединяется с Мурадымовским тектоническим покровом Зилайско-

го синклиория; на востоке она перекрыта Юрматинской и Зюраткульской пластинами.

Внутренняя структура аллохтона сложна и неоднородна. Суженные северная и южная части ее дислоцированы значительно интенсивнее средней зоны, где на поверхности залегают более молодые породы верхнего рифея.

Самой южной структурой Зильмардакской пластины является Кургасская антиклиналь, расположенная на правом берегу р. Белой. В своде ее обнажаются сланцы юшинской свиты бурзянской серии, а крылья сложены зигальгинской, зигазино-комаровской и авзянской свитами среднего рифея. Структура прослеживается в меридиональном направлении на расстояние 30 км к северу от р. Белой. Ширина ее, замеренная по кровле зигальгинской свиты, в южной, наиболее расширенной части достигает 15 км. Свод и крылья Кургасской структуры на юге не образуют плавного периклинального замыкания, а резко и внезапно обрываются, несогласно перекрываясь палеозойскими отложениями, имеющими здесь широтное простирание (Келлер, 1949; Хоментовский, 1952).

Такие соотношения рифейских и палеозойских образований свидетельствуют о нарушении южной части Кургасской структуры древним (допалеозойским) широтным разрывом, пересекающим свод складки.

Аллохтонное залегание рифейских пород здесь подтверждается и данными геофизики. Действительно, если считать, что породы юшинской свиты нижнего рифея, обнажающиеся в ядре Кургасской структуры, слагают автохтон, мы должны будем признать (учитывая мощности рифейских и палеозойских отложений), что вдоль границы Башкирского антиклинория с Зилаирским синклиномием существует крутой тектонический уступ широтного простирания, вдоль которого кровля кристаллического фундамента погружается к югу (на расстоянии 5-7 км) с 3-4 до 10-15 км. Между тем, судя по материалам геофизики, этого уступа на глубине не существует, поверхность фундамента здесь всюду находится на одинаковой глубине - около 11 км. Это свидетельствует о неглубоком заложении широтного нарушения, осложняющего южную часть Кургасской структуры, что не согласуется с представлением о существовании здесь сброса или флексуры. Скорее всего, это нарушение является левосторонним сдвигом доордовикского заложения, ограничивающим с юга крупный аллохтонный массив рифейских пород. Вдоль этого древнего сдвига (Бельского), во многом определившего особенности границ между Башкирским антиклинорием и Зилаирским синклиномием, в девонское время формировались мощные герцинские рифы, обнажающиеся здесь

в современном эрозионном срезе. Оказавшись погребенным под толщей палеозойских образований, Бельский сдвиг более не "оживал", движения по нему не возобновлялись. В последующие геологические эпохи Зильмердакская тектоническая пластина перемещалась уже совместно с Мурадымовским покровом Зилаирского синклинали как единая аллохтонная масса. Это доказывается непосредственным соединением Зильмердакского и Мурадымовского надвигов, установленным Б.М. Келлером (1949) и подтвержденным последующими детальными геологическими съемками.

Средняя часть Зильмердакской пластины, сложенная породами каратауской и отчасти юрматинской серий, изогнута в относительно пологие крупные складки, группирующиеся в обширную структуру, известную под названием Инзерского синклинали. Северная часть Зильмердакской пластины дислоцирована значительно интенсивнее — смята и нарезана надвигами в многочисленные чешуи. Здесь, так же как и на юге, четко видна древняя (допалеозойская) дислоцированность рифейских пород, что доказывается, в частности, налеганием силурийских глинистых сланцев на доломиты саткинской свиты нижнего рифея у северо-восточной окраины пос. Злоказово (Камалетдинов, 1974). П.М. Есипов (1948) и Г.А. Смирнов (1951) наблюдали трансгрессивное налетание эйфельских песчаников среднего девона на разныи толщи верхнего рифея. На левом берегу р. Ай (севернее пос. Бердяш) тактинские песчаники среднего девона с глубоким размывом и угловым несогласием залегают на породах катавской, инзерской и миньярской свит. Сложная дислоцированность рассматриваемого участка, очевидно, обусловлена близостью здесь к дневной поверхности архейско-раннепротерозойского кристаллического фундамента, по поверхности которого рифейские образования были сорваны и перемещены в западном направлении (гнейсовый комплекс, слагающий Тараташский выступ, образует относительно крутую надвиговую чешую).

Верхнерифейские породы Зильмердакского покрова надвинуты с востока на отложения ашинской серии венда и верхи каратауской серии Алатауской тектонической пластины. А.И. Олли указывает, что поверхность Зильмердакского надвига падает на восток в среднем под углом 30° . Однако местами (междуречье Лемезы и Ука и др.) надвиг в плане образует сильно извилистую линию, свидетельствующую о еще более пологом падении здесь поверхности сместителя.

Северо-восточным ограничением Зильмердакской пластины является Бердяшская зона надвигов, прослеживающаяся от западного крыла Тараташского поднятия в юго-западном направлении до верховьев Лемезы и Ука. Это сложная зона многочисленных, переплетаю-

щихся в плане разрывов, вдоль которых контактируют разные свиты рифея, надвинутые с востока на палеозойские отложения Уфимского амфитеатра.

Амплитуда надвигания Зильмердакской пластины с учетом того, что она перемещалась совместно с Мурадымовским покровом Зилаирского синклинория как единый аллохтон, может быть определена приблизительно в 10-15 км (Камалетдинов, 1974).

К а р а т а у с к и й н а д в и г о в ы й к о м п л е к с располагается на северном продолжении Зильмердакской тектонической пластины. Субширотным простираением дислокаций он резко отличается от остальных структур западного склона Южного Урала. Здесь выделяется ряд крупных антиклинальных складок, в сводах и на крыльях которых обнажаются породы каратауской серии верхнего рифея. Вдоль Каратауского надвига зильмердакские песчаники с юга надвинуты на отложения нижней перми и верхнего карбона, а местами — на известняки среднего и нижнего карбона восточной окраины Уфимского плато. Перед фронтом надвига наблюдается полоса раздробленных и окремнелых пород шириной от 100 до 400 м.

При картировании района верхнего течения р. Бол. Аир и лога Биас нами были произведены замеры углов падения поверхности надвига, которые составили 12-13°. Близкие значения (10-12°) были получены для районов рек Бол. Аир и Тумара С.М. Домрачевым.

Таким образом, полевые наблюдения свидетельствуют о пологом надвигании рифейских пород Каратауского комплекса на верхнепалеозойские отложения Уфимского плато. Это хорошо согласуется и с материалами геофизики, суды по которым здесь располагается глубокий прогиб кристаллического фундамента, имеющий субмеридиональное простираение. Резкая дисгармония между глубинной и поверхностной структурами, выражающаяся как в различном простираении дислокаций, так и в разном их знаке (поднятие над прогибом), свидетельствует о шарьированном залегании здесь всего Каратауского комплекса.

На юго-западе надвига Каратау срезаны Ашинским левосторонним сдвигом, вдоль которого породы верхнего рифея и палеозоя (от зильмердакской свиты до среднего карбона) контактируют с отложениями нижней перми. Вдоль линии контакта всюду прослеживается зона милонитизированных пород шириной от 20 до 200 м, западнее которой в палеозойских и ашинских отложениях бурением выявлены небольшие пологие складки северо-западного простираения, свиде-

тельствующие о резком обрывании субширотных каратауских дислокаций непосредственно за линией сдвига. Севернее хр. Каратау Ашинский сдвиг в пермских отложениях постели надвига не обнаруживается, однако, по данным геофизики, на глубине, в рифейских отложениях, а возможно и в породах кристаллического фундамента, устанавливается крупный разлом, прослеживающийся в северо-западном направлении до левого берега р. Камы (район г. Ижевска) согласно с простираем древних структур платформенного фундамента (Архипов и др., 1968).

По всей вероятности, этот разлом древнего заложения сыграл важную роль в формировании субширотных дислокаций Каратауского комплекса. Оказавшись на пути перемещавшихся к западу толщ рифейских и палеозойских пород, он явился существенной преградой, задержавшей и как бы подправившей направление горизонтального движения пород. При этом в узкой полосе, непосредственно примыкающей к разлому с востока, возникла ослабленная зона, где движение надвиговых пластин было несколько облегчено.

Сорванные западные части надвиговых чешуй вдоль линии сдвига задраны более высоко, вследствие чего здесь обнажены более древние части разреза верхнего рифея, срезынные линией нарушения поперек к их простираению. Надвиги хр. Аджигардак и Воробьиных гор с удалением от Ашинского сдвига постепенно затухают и теряются в палеозойских отложениях, что свидетельствует о разном интенсивности и скорости движения, при которой западные части чешуй, примыкающие к Ашинскому сдвигу, опережали в своем движении соседние с востока зоны, что в конечном счете и привело к созданию своеобразных широтных дислокаций Каратауского комплекса.

Ю р м а т и н с к а я тектоническая пластина сложена породами нижнего и среднего рифея, а в южной части на небольшом участке — каратауской серией. В плане она представляет собой полосу длиной до 200 км и шириной до 25 км, дугобразно изогнутую выпуклостью к западу. На севере, в районе верхнего широтного течения р. Юрзань, эта полоса тектонически выклинивается, а на юге, на левом берегу р. Белой, резко сужается (до 2-3 км). Далее к югу породы, слагающие Юрматинскую пластину, погружаются под несогласно перекрывающие их палеозойские отложения.

Структура центральной, более широкой части этой пластины отвечает крупной сложной структуре, известной под названием Ямантауского антиклинория. Осложняющие складки высших порядков имеют субмеридиональное и северо-восточное простираения: они часто наруше-

ны разрывами, преследующимися как согласно со складчатостью, так и в широтном направлении. На западе породы Юрматинской пластины надвинуты на Зильмердакский покров, а на востоке перекрыты Звраткульской пластиной.

К востоку от пос. Инзер в тектоническом полуокне, образованном широтными разрывами, вдоль фронтальной части надвига обнажаются породы зигальгинской и зигазино-комаровской свит Зильмердакской пластины. Рассматриваемое полуокно прослеживается к востоку на 8 км, что и определяет минимальную горизонтальную амплитуду Юрматинского надвига. В долине р. Белой он несогласно перекрывается ордовикскими отложениями.

Восточнее Зильмердакской и Юрматинской структур располагается З в р а т к у л ь с к а я тектоническая п л а с т и н а . В ее сложении участвуют породы широкого стратиграфического диапазона — от машакской и зигальгинской свит среднего рифея до фаменского яруса верхнего девона. Эта пластина прослеживается в виде полосы шириной до 35 км от восточного крыла Тараташского поднятия до долины р. Белой, на расстояние около 300 км.

Звраткульская пластина надвинута с востока на Юрматинский, а севернее верхнего течения р. Юрюзань — на Зильмердакский покровы. Породы описываемой пластины чрезвычайно интенсивно дислоцированы; они смяты в складки и нарушены многочисленными разрывами различных направлений. Сложная дислоцированность пород произошла здесь еще в доордовикское, вероятно палеозойское, время, что устанавливается по резко несогласному перекрытию их средне- и верхнеордовикскими базальными конгломератами и песчаниками основания палеозойского разреза Зилаирского синклинория и Юрюзанской синклинали. С востока на Звраткульскую пластину надвинуты метаморфические сланцы и кварциты верхнего докембрия зоны Уралтау.

Таким образом, структура Башкирского антиклинория, в свете современных данных, представляется достаточно сложной и определяется существованием ряда надвинутых одна на другую тектонических пластин. Причем породы Зильмердакской, Юрматинской и Звраткульской пластин были интенсивно дислоцированы еще в доордовикское время в результате байкальской складчатости, создавшей в восточной части современного западного склона Урала крупную складчатую структуру.

В палеозойское время горный рельеф, созданный байкальской складчатостью, был полностью сnivelирован и рифейские отложения почти повсеместно несогласно перекрыты мощной толщей осадков.

Новый энергичный дистрофизм произошел в конце палеозоя, в эпоху варисской складчатости, когда окончательно сформировалась современная структура Урала. Эта складчатость ознаменовалась образованием новых крупных шарьяжей и "обновлением" движений аллохтонных масс вдоль поверхностей покровов байкальского возраста. Однако Юрматинская и Зираткульская пластины, спаянные байкальской складчатостью, в варисское время почти не испытали автономных движений. Как Юрматинский, так и Зираткульский надвиги несогласно перекрыты на юге палеозойскими отложениями и в последних не прослеживаются. Это дает основание полагать, что дальнейшее надвижение названных пластин происходило совместно с Зильмердакской пластиной, в виде единого аллохтона.

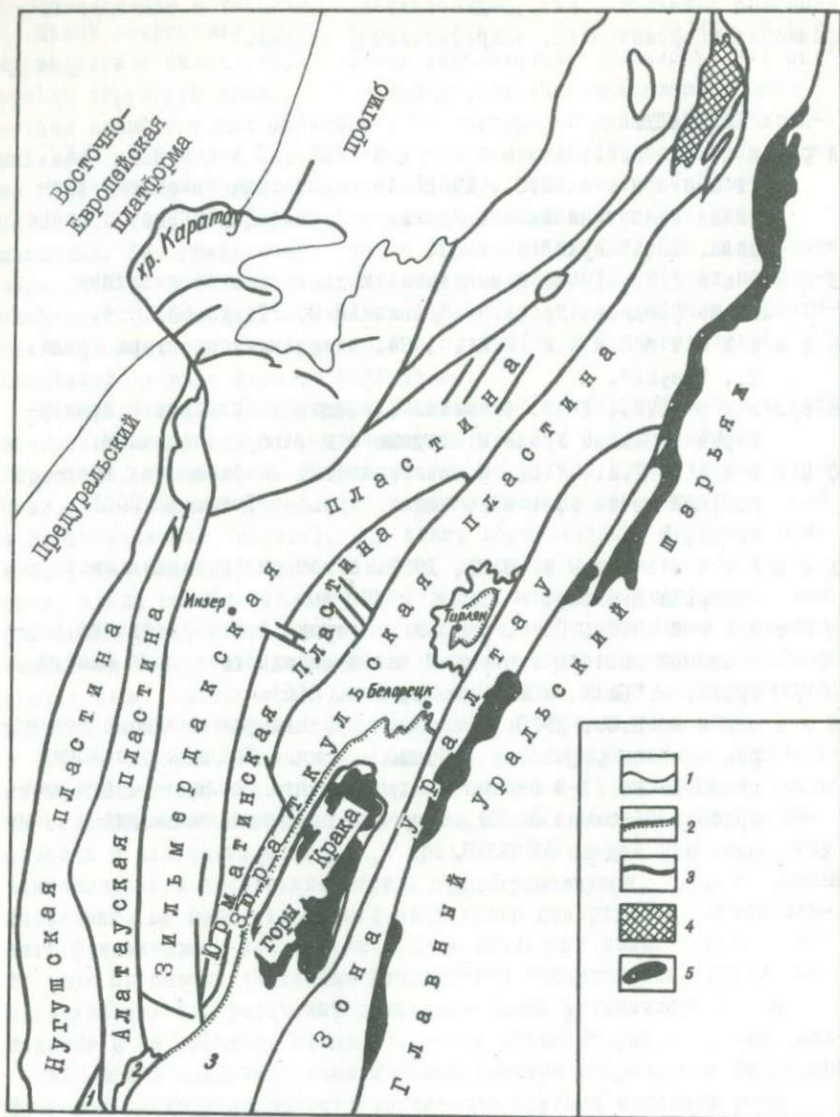
Следовательно, в структуре Башкирского антиклинория четко устанавливаются как древние, допалеозойские, так и более молодые, варисские, дислокации. Причем последние являются или унаследованными, осложняющими ранние деформации (Юрматинский, Зираткульский и Зильмердакский покровы), или вновь образованными (Нугушский и Алатауский надвиги), или, наконец, сформированными в варисскую эпоху вдоль древних, эпикарельских, тектонически ослабленных зон (Ашинский сдвиг). Следует отметить, что структуры более древнего заложения вследствие наложенных тектонических процессов характеризуются более интенсивной дислоцированностью. В пределах надвиговых пластин более интенсивно деформированы их фронтальные зоны.

Таким образом, Башкирский антиклинорий сформировался в процессе многократного и длительного шарьирования и надвигания с востока крупных тектонических пластин, сложенных мощными толщами рифейских и палеозойских пород, и представляет собой локальную зону тектонического скупивания пород, сформировавшуюся, судя по данным геофизики, на месте глубокого погружения поверхности платформенного фундамента и накопления мощных осадочных толщ. Несмотря на большую сложность тектоники Башкирского антиклинория, общая последовательность рифейских отложений здесь установлена вполне надежно и не вызывает сомнений. Этому способствует то обстоятельство, что в пределах тектонических пластин сохраняется стратиграфическая последовательность достаточно крупных отрезков разреза. Так, в пределах Зильмердакской пластины наблюдаются в нормальной последовательности бурзянская, юрматинская и каратауская серии, в Алатауской пластине видны стратиграфические взаимоотношения каратауской и ашинской серий и толщ нижнего палеозоя, в Нугушской пластине — ашинской серии и толщ палеозоя и т.д. Корреляция разновозрастных толщ, обнаженных в различных пластинах, опирается на

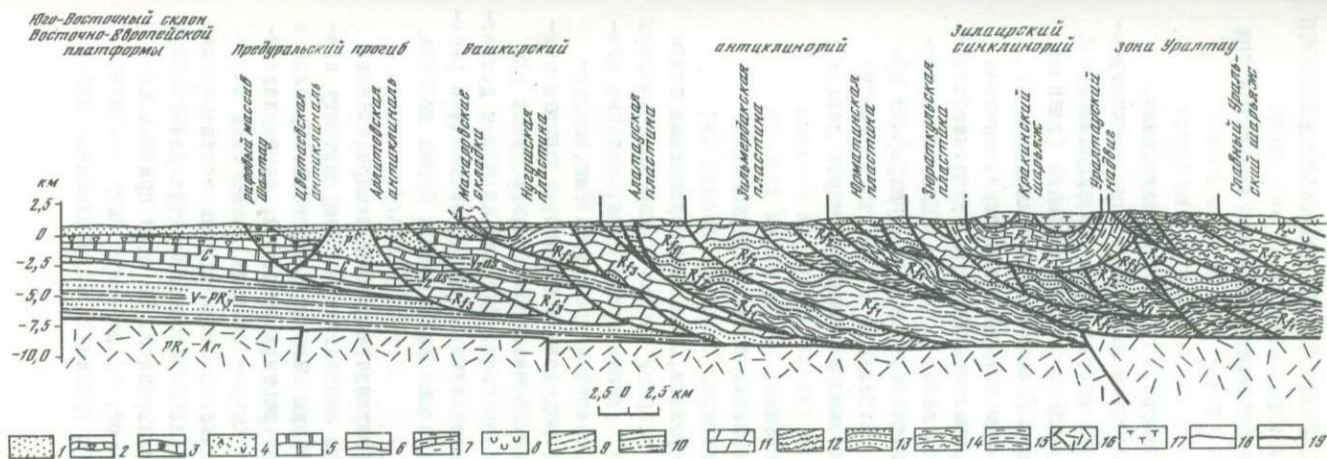
комплекс литологических, радиогеохронологических и биостратиграфических (строматолиты, микрофитоциты) данных.

ЛИТЕРАТУРА

- Архипов В.И., Ахмадиев Ю.Х., Овдина Г.К., Огаринов И.С., 1968. Аномалии силы тяжести и глубинная тектоника Южного Урала. - В кн.: Глубинное строение Урала. М., "Наука".
- Есипов П.М., 1948. О каледонских движениях на западном склоне Среднего Урала. - "Докл. АН СССР", т. 63, № 4.
- Камалетдинов М.А., 1974. Покровные структуры Урала. М., "Наука".
- Келлер Б.М., 1949. Флишевая формация в Зилаирском синклинии на Южном Урале и сходные с ней образования. М.
- Смирнов Г.А., 1951. О тектонических особенностях центральной части Уфимского амфитеатра. - "Докл. АН СССР", т. 81, № 5.
- Хоментовский В.В., 1952. К истории развития антиклинория Ямантау. - "Бюлл. МОИП", вып. 27, № 1.
- Шатский Н.С., 1945. Очерки тектоники Волго-Уральской нефтеносной области и смежной части западного склона Южного Урала. - "Бюлл. МОИП", т. 2, вып. 2(6).
- Шатский Н.С., 1960. Принципы стратиграфии позднего докембрия и объем рифейской группы. - В кн.: Доклады советских геологов на 21-й сессии Международного геологического конгресса. Проблема 8. Стратиграфия позднего докембрия и кембрия. М., Изд-во АН СССР.



Р и с. 1. Тектоническая схема Башкирского антиклинория
 1 - границы стратиграфических комплексов; 2 - стратиграфически несогласная граница между палеозойскими и докембрийскими отложениями; 3 - линии шарьяжей и надвигов; 4 - выход архейско-нижнепротерозойских образований на Тараташском выступе; 5 - аллохтонные гипербазиты. Цифрами на карте показаны тектонические пластины Зилаирского синклинория: 1 - Суушевская, 2 - Икская, 3 - Мурадымовская



Р и с. 2. Схематический геологический разрез через Башкирский антиклинорий

I – пермь (аргиллиты, песчаники, мергели, гипсы, ангидриты); 2 – карбон (известняки, доломиты, аргиллиты, мергели); 3 – девон (известняки, доломиты, прослой песчаников); 4 – палеозой (аргиллиты, песчаники, известняки); 5 – палеозой Главного Уральского шарьяжа (вулканогенно-осадочные породы); 6 – ашинская серия венда (песчаники, алевролиты, аргиллиты); 7 – верхний рифей – венд (песчаники, аргидиты, известняки); 8 – верхний рифей (извест-

няки, песчаники, аргиллиты, алевролиты); 9 – верхний рифей зоны Уралтау (кварциты, метаморфические сланцы); 10 – средний рифей (кварцито-песчаники, песчаники, алевролиты, доломиты); 11 – средний рифей зоны Уралтау (метаморфические сланцы, кварциты, амфиболиты); 12 – нижний рифей (кварциты, песчаники, доломиты, мергели); 13–15 – рифей; 16 – архей – нижний протерозой (гнейсы, джеспилиты, железистые кварциты, граниты); 17 – серпентиниты; 18 – стратиграфические границы; 19 – тектонические контакты

У.Б.Х а р л а н д (Великобритания)
ОСНОВНЫЕ КОНЦЕПЦИИ ХРОНОСТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ ШКАЛЫ ДОКЕМБРИЯ
W.B. H a r l a n d (Great Britain)
THE MAIN CONCEPTS OF THE TIME-STRATIGRAPHIC SCALE FOR THE
PRECAMBRIAN

Существуют два типа стратиграфических подразделений.

I. Хроностратиграфические подразделения до последнего времени не имели четких определений, но подразделения фанерозойской части шкалы были в общем приняты (главным образом по характеру своих ископаемых организмов). Их иерархия выглядит следующим образом: эонотема, эратема, система, отдел, ярус, хронозона. Была признана необходимость международного соглашения о их названиях и определениях. Соответственно национальные и международные организации разрабатывали глобальную стандартную стратиграфическую шкалу, каждое подразделение которой должно иметь:

- а) общепринятое название,
- б) общепринятое положение в классификации,
- в) общепринятый стандарт.

В настоящее время принято, что стандартизация шкалы должна производиться по опорным точкам в хорошо изученных типовых разрезах, богатых любыми признаками, которые можно использовать для возрастной корреляции. Так, силурийско-девонская граница была определена в Клонке, а другая международная рабочая группа пытается установить пункт для докембрийско-кембрийской границы. Как только будет достигнуто взаимопонимание относительно необходимости этой работы, соглашения о других точках шкалы можно будет достичь быстрее.

Когда каждая граница стандартизована в определенной точке, эта точка в порядке соответствует тому моменту времени, когда эта часть породы была сформирована. Граница в этом случае становится возрастной границей, точно известной только в этой точке. Каждая граница может быть определена только в одной точке. В любом другом месте положение границы может быть только рассчитано, так как граница является действительно синхронной. По этой причине подразделения пород существуют, но не могут быть уверенно идентифицированы на своих границах. Подразделения шкалы

поэтому лучше рассматривать как подразделения времени в следующей иерархии: эон, эра, период, эпоха, век, хронозон. Определив их подобным образом, мы можем считать эти подразделения времени независимыми от изменений в уровне геологических знаний. Они будут являться стабильными соглашениями, тогда как геологические знания нестабильны; развиваясь, они влияют на уверенность, с которой мы можем проводить корреляции и оценивать положение возрастных границ в удалении от опорных точек.

2. Геохронометрические подразделения представляют собой другой тип возрастной шкалы, которая основана на единицах продолжительности времени (например, год) и кратных им числах. В этом случае их иерархия зависит от порядка величин: $10^9 = \text{Ga}$; $10^6 = \text{Ma}$; $10^3 = \text{Ka}$; $10^0 = \text{Ja}$. Мы используем эту шкалу во всех случаях, когда оцениваем возраст в годах.

В геологии фанерозоя применяются обе эти шкалы, и все попытки их сопоставления являются полезными. Я убежден, что эти шкалы нужны и для геологии докембрия, которая не является фундаментально иной. Таким образом, в стратиграфии докембрия кроме общепризнанного использования геохронометрической шкалы должна использоваться и хроностратиграфическая шкала.

Перечисленные выше возрастные (геохронологические) подразделения совершенно отличны от имеющих собственные имена местных подразделений, используемых в стратиграфии как первые описательные характеристики и как основа картирования. Эти подразделения устанавливаются по любым удобным признакам. Они должны идентифицироваться в поле и иметь неодновременные границы. Определение их возраста это отдельная работа.

Вышеупомянутые описательные и геохронологические методы используются лишь как инструменты для понимания эволюционных явлений (биологических, магнитных, изотопных, магматических, тектонических, литофациальных, климатических, эвстатических и т.п.). Это интересные объекты геологии, а дисциплины, связанные с ними, обеспечивают нас методами возрастной корреляции.

The essential concepts here are not new. I will first remind you of the kinds of scale that we can use and then make some comments and suggestions.

We need time-scales so that different interpretations of the evolution of the earth and life by different geologists, in different countries, can be expressed in an agreed way. We can then discuss problems of correlations without wasting time through misunderstanding of the expressed ages of rocks and events.

I first distinguish two quite different kinds of scale: - based on

1. a natural sequence of events (phenomena in Table 1)
2. an artificial selection of standards (geochronologic framework in Table 1).

1. Natural or evolutionary sequences have long been used. Examples are: sequences of selected fossils; geotectonic events; magnetic reversals and polar wander; geochemical evolutions; climatic oscillations. This list could be extended to include all geological phenomena.

Natural sequences have many advantages for a time-scale, and most stratigraphic scales have been built from such concepts. But they are concepts; they will change with more data, and we cannot stop them changing. It is also difficult to agree how to express an evolutionary sequence precisely. We each have different ideas how best to do it.

Natural sequences when schematized give a useful general scale but are not good for detailed work. Because of this, alternative scales that are based on artificially selected standards are being developed and are being set up by international agreement. This will take time, so the general scales will remain fixed until there is good enough reason to change.

2. Artificial time-scales. The two artificial time-scales that are now being standardized with different kinds of division are: 1. chronostratigraphic scale of divisions; 2. /Geo/chronometric scale of divisions.

The first is sometimes said to give relative ages and the second absolute ages, but both give relative ages and the essential features of each scale are summarized below. Within the context of this paper, which is altogether concerned with geochronology (*sensu lato*), I use the shortened form as being more convenient.

2.1. Chronostratigraphic divisions until recently have not been clearly defined but divisions of the Phanerozoic part of the scale

have been generally understood (largely by their fossil characters). They have been arranged in the hierarchy: eonothem, erathem, system, series, stage, chronozone. The need for international agreement on the names and their definitions has been recognised. Consequently organisations (both national and international) have been working towards a global standard stratigraphic scale in which each division will have.

- (a) an agreed name,
- (b) an agreed position in the classification and
- (c) an agreed standard.

It is now accepted that the standardization of the scale will be in reference points in well-described type sections that are rich in any characters that can be used for time-correlation. The Silurian-Devonian boundary has thus been defined at Klouk, and another international working group is attempting to establish a point for the Precambrian-Cambrian boundary. Once the reasons for doing this are generally understood, other points in the scale could be agreed more quickly.

When each boundary has been standardized at a point, that point in the rock represents a moment in time when that piece of rock was formed. The boundary then becomes a time boundary only definitely known at that point. Each boundary can only be defined at one point. In every other place the position of the boundary because it is truly synchronous can only be estimated. Because of this, the divisions of rock exist but cannot be identified with certainty at their boundaries. The divisions are therefore better conceived as time-divisions in the following hierarchy: eon, era, period, epoch, age, chron.

Once defined as above, these time-divisions are independent of changes in geological knowledge. They are stable conventions, whereas geological knowledge is unstable; it evolves and affects the confidence with which we can correlate and so estimate the position of the time boundaries away from the reference point.

2.2. Chronometric divisions represent another kind of time-scale that is based on units of duration (e.g. a year) and multiples of it. In this case the hierarchy is in order of magnitude: 10^9 = Ga; 10^6 = Ma; 10^3 = Ka; 10^0 = Ia. We use this scale whenever we estimate an age in years.

3. Discussion

3.1. Both scales are artifacts. They are made by scientists as tools to work with: therefore they can be designed for the work. They exist

already but need extending, improving and sharpening. It is sensible to make them quickly for early use rather than delay for many years to perfect them, as they have no value in themselves.

The real work of geologists is to understand the many aspects of evolution of the Earth and life. For this we need to correlate rocks, and for correlation agreed scales are useful. We can later improve or replace parts of a scale but in the meantime the scale will be stable and exactly defined.

3.2. Objective standards avoid circular argument. In the alternative kind of scale based on natural events (for example: stages in Precambrian evolution) the divisions would be natural divisions, or so we may think. Use of such a scale will tend to confirm the assumptions made; but it will not be the best way to discover if the assumptions were good.

An artificial scale with objective standardization will be a better test for all ideas about natural sequences. It will provide for the comparison of one sequence with another without depending on assumptions about them.

3.3. The number of scales should be reduced to the minimum. It is useful to have many natural sequences for correlation (e.g. stromatolites, microbiota, glaciations), and to have artificial scales in every region; but to make correlation practicable it is best to reduce the number of scales used as standards to the minimum. I suggest that the minimum number is two, that is the two discussed here, namely: chronostratic (Cambrian etc.); chronometric (in years).

3.4. The two scales are complementary. Each does something the other cannot do. Each is useful in particular circumstances. One cannot be defined by the other. The calibration of one against the other is improving but there is no prospect in the foreseeable future that one such scale could be eliminated without loss of significant information.

3.5. The two scales are not defined by the common methods of applying them. For example, it is often supposed that the chronostratic scale depends on fossils and that the chronometric scale is indeed the radiometric scale. Age estimates from palaeontology and isotope geology are expressed most frequently in the two respective scales but there is no exclusive logical relationship. Long before radioactivity was discovered the geochronometric scale was in use, based either on years or on geochrones, and often on estimates for rates of evolution or other processes. Some of the most precise

chronometry depends on seasonal effects. Conversely radiometric dating may be expressed in chronostratic terms.

3.6. Precision and uncertainty. It is sometimes argued that if there is much uncertainty in correlation it is a waste of time to make standards very precise; some "fuzz" is said to be inevitable. But there is good reason to make standards precise: so as not to add the uncertainty of definition to the uncertainty of correlation.

Correlation at any time will have more or less uncertainty and we should not increase that uncertainty by adding the quite unnecessary uncertainty of definition of the scale divisions in use.

The scale (defined precisely) does nothing to make correlation precise but it totally removes one of the many elements of uncertainty in expressing correlation, for example, in the meaning of words that are frequently in use.

3.7. The Unity of geoscience. I believe that principles good for Phanerozoic geologists are good for Precambrian geologists and similarly principles good for Precambrian geologists are good for Phanerozoic geologists. That message has been expressed clearly in this symposium. The principles expressed here apply to the Precambrian time-scales as well as to Phanerozoic timescales. Therefore the two kinds of artificial scale used in Phanerozoic geology will be useful in Precambrian geology. Any named division defined in years will belong to the chronometric scale and any defined in a particular rock sequence will be chronostratic.

4. Suggestions

What I have argued above I believe to be true. What follows is controversial. I shall express opinions, in order to stimulate some dialogue and action, and naturally must be prepared to change my position as a result.

4.1. Development of the chronostratic scale. a. We urgently need a set of acceptable Precambrian names for latest Precambrian times. b. They should be put in an agreed classification scheme. c. Then step by step the boundaries can be agreed as convenient in boundary stratotype reference points.

Table 2 is adapted from a publication and the names included with an asterisk are included for illustration only. If I had been on the Bashkirian Excursion before submitting that table for publication it might have been different and it would certainly be modified in the light of discussions at this Symposium. But the time is ripe for international discussion of such a scheme. Note that when a scheme is agreed, if a name be taken from existing stratigraphic usage e.g. Riphean, Aphebian for the global standard

chronostratigraphic scale, it will be defined in boundary stratotypes wherever seems best and not necessarily in the countries where the names originated. In the same way the best locality for the initial Cambrian boundary stratotype is not being sought in Wales.

4.2. For the geochronometric scale. There is no problem if we only use numbers. We only need to choose which second of time is our standard (either the astronomers' ephemeris second or the physicists' caesium based unit). The one cannot be defined from the other.

However, the question recurs, and is again occupying the attention of the Precambrian Subcommittee of I.U.G.S., as to whether names are useful for particular spaces of time to be defined in years. For example, some divisions like Proterozoic, Archaean, Apebian all have been proposed to be defined numerically. Alternatively, early, middle or late Precambrian time has been proposed for divisions to be defined by years.

If, and only if, it be thought useful to have names for distinct numerical time interests, then I make three suggestions:

(i) that round numbers be used, e.g. in units of 500 Ma, and that no more precise attempt be made to fit the natural evolutionary sequence in the Earth;

(ii) that if such a scale be established, there is no need to omit the last small fraction of Earth history (Phanerozoic) from it;

(iii) That probably a new and distinctive set of names will serve the scale better than adapting old names with a long history of confused connotation. Thus it is better to leave names like Eo-Cambrian, Proterozoic, and Archaean, vague and undefined as now. It is useful to have a choice of vague and precise names.

I have proposed such a scheme (Table 3) and, in defence of the concept, I would argue that a uniform scale constructed independently of Earth history would serve well to relate and describe the major phases in Earth and planetary evolution. Such a scale is designed to be open-ended to allow events before the origin of the Earth and in the future to be accommodated. Such events could be: stages in planetary genesis; or major phases of evolution (geotectonic or geochemical) in the solid earth, the hydrosphere, or the atmosphere; or stages in the evolution of life on Earth and possibly elsewhere.

4.3. Action and authority. It is argued that whatever be thought useful be attempted without delay, for example to come to some decisions in 1976. Some decisions will take longer, but if we do

not treat the matter urgently it will certainly be a very long time before decisions are reached and in the meantime we shall be denying ourselves some usefully sharp tools.

The I.U.G.S. is the undisputed authority so our work must be to seek agreement within that framework.

There are some who object to the idea or the possibility that some of these matters will be decided authoritatively. Only artificial matters can be decided in this way so that the only principles involved are principles of procedure. Nevertheless, those who have strong feelings against certain agreed usages cannot be compelled to change their usage. The authority provides for an agreed standard which is available for those who desire such uniformity.

T a b l e 1

This table was designed jointly by N.F.Hughes and W.B.Harland. The table shows the relationship between the natural evolutionary phenomena that are the subject of geoscience and the two kinds of artificial geochronologic scale. The phenomena are interpreted from local rock units which have a purely descriptive reference purpose and a different nomenclature for each area. The function of the time-scales is to fit the phenomena into a time-space framework. The following notes (1) to (4) refer to the table.

(1) Lithostratigraphy

has two different meanings and so is not used in the table.

sensu stricto - is lithofacial (e.g. excluding biocharacters)

sensu lato - is prostratigraphic (e.g. including biocharacters)

(2) Correlation (age determination - time-correlation)

depends on disciplines in column 2 and without it the geochronologic scales are irrelevant.

(3) Boundaries - of local units are definable and identifiable;
- of geochronologic divisions are definable but not identifiable except in stratotype.

(4) Stratotypes are of two kinds:

- body stratotypes for defining local units, giving their characters;
- boundary stratotypes for defining chronostratic divisions, giving the location of the reference point and the characters for correlation of rocks above and below it.

Table 2 /from Nature table 1/

Example of extension of chronostratigraphic scale to Precambrian time (from Harland 1975 Nature 253 p 505). The names marked with asterisks were used in this table only for illustration. It seems very unlikely that this particular scheme would be acceptable and the author would encourage discussion towards an acceptable scheme. Alternative usage might replace the "Adelaidean" by "Riphean" to be preceded by Aphebian. Once the names and their hierarchial arrangement were agreed the next step would be to define their limits in boundary stratotypes.

Table 3

The Geochronometric scale is purely numerical, based on the unit of duration multiplied periodically. This is shown in column (1) in Gigennia. Column (2) shows the scale divided in subdivisions of Ga 0.5. Division of Ga 1.5 were suggested (Harland 1975 Nature 253 p 506) and also the name (Column 4) distinguished by Latin roots in contrast to the Greek roots familiar in most chronostratigraphic names.

The main divisions were chosen when it seemed they might be a consensus. Alternatively if Ga - 1.5 is a more popular time division than Ga -1.0 the Medio time could be subdivided into early Ga 2.5 to 2.0 and late 2.0 to 1.5 and Novo time could be subdivided fourfold: early, middle, late and future.

Column (4) shows examples of Eon names that could be defined chronostratigraphically. This table shows some possibilities only to illustrate the relationship by estimation to a chronometric scale.

Table 1

STRATIGRAPHIC			
Description	Phenomena	Frameworks (time-space)	
"Prostrati/graphic" stratigraphic description, mapping, and section recording (1)	Studies of natural evolutionary geological phenomena Each discipline involves both	Geochron/ologic (time-stratigraphy) with two kinds of scale and division	
		chrono- stati- /graphic (3)	ceo- chrono- metric (3)
All rocks to be in named local units:	DESCRIPTION biostrat magnetic isotopic magmatic metamorphic tectonic (1) lithofacial climatic eustatic etc.	CORRELATION Divisions defined at reference points in stratotypes Global standard stratigraphic scale:	Divisions defined by selected units of duration standardized and counted for particular moments of past time
Complex (4) H I ↑ E ↑ R ↑ A ↑ R ↑ C ↑ H ↑ Y ↓ bed for convenient reference		H I ↑ E ↑ R ↑ A ↑ R ↑ C ↑ H ↑ Y ↓ Chron (chronozone) Regional standard (Auxillary) Scales (4)	Years H I ↑ E ↑ R ↑ A ↑ R ↑ C ↑ H ↑ Y ↓ Ga 10 ⁹ Ma 10 ⁶ Ka 10 ³ a 10 ⁰ Names for sometime intervals may be useful

Table 2

Eon	Era	Period	approximate position on geochronometric scale (Ga)	
Phanerozoic	Cenozoic	-----	- 0,065 ±	
	Misozoic	-----	- 0,225 ±	
	Palaeozoic	Cambrian	-----	?
		Ediacaran [^]	-----	?
	Vendian	Varangian [*]	-----	- 0,65 ±
		Sturtian [*]	-----	- 0,69 ±
Adelaidean [*]	Karatau [*] (U. Riphean)	?	-----	- 0,75 ±
			-----	- 0,95 ±
	Yurmatin [*] (M. Riphean)		-----	- 1,35 ±
	Burzyan [*] (L. Riphean)		-----	- 1,5 ± 0,15
and others	and others	and others	-----	

Table 3

(1)		(3)	(4)
Geochronometric Scale		possible scheme of nomenclature (aevum) (aetas)	approximate position on chronostratic scale
Ga=10 ⁹ years	(2) possible divisions		
+1	+1,0 —		
	+0,5 —		
0	0 —	future ↑	
	-0,5 —	late	Phanerozoic
		early	
-1	-1,0 —		Riphean (?)
	-1,5 —	late	
		MEDIO time	
	-2,0 —	middle	Aphebian (?)
	-2,5 —	early	
		late	
-3	-3,0 —		
	-3,5 —	middle	?
		early	
	-4,0 —		
	-4,5 —	late	
		PRISCO time	
	-5,0 —	early	?
		↑	

Л.И.С а л о п (СССР)
РАС ЧЛЕНЕНИЕ И КОРРЕЛЯЦИЯ ВЕРХНЕГО ДОКЕМБРИЯ НА
ГЕОИСТОРИЧЕСКОЙ ОСНОВЕ

L.I.S a l o p (USSR)
SUBDIVISION AND CORRELATION OF THE UPPER PRECAMBRIAN WITH
THE GEOHISTORICAL PRINCIPLE INVOLVED

The correlation of the Precambrian strata has to be based on application of data of isotope geochronology, of vertical distribution of organic remains, and of different geological methods combined. Of a special importance are the geohistorical methods which are aimed at establishing the unique sedimentary and magmatic formations in the planet evolution, at defining the breaks and angular unconformities, at tracing the evolution of different tectonic patterns, etc. The definition of natural stages in the Earth evolution, that is of such intervals of geological history which are characterized by common tectonic, geochemical, and physical environments has to be the basic principle of the subdivision of the Precambrian; these environments have produced certain types of lithogenesis, tectonic structures, magmatism, and determined to a certain extent the evolution of organic kingdom.

The analysis done has shown that the Precambrian can be subdivided into several such stages or eras, for which the following names are proposed: Archean, Paleoprotozoic, Mesoprotozoic, Neoprotozoic, and Epiprotozoic. The eras were separated by the global diastrophic cycles of the first order which occurred 3700 to 3500 m.y. ago (Saamian), 2800 to 2600 (Kenoran), 2000 to 1900 (Karelian), 1100 to 1000 (Grenville), and 680-650 (Katangian) m.y. ago. In addition, the Eocambrian is recognized in the end of the Precambrian. The upper Precambrian, thus, embraces the Neoprotozoic and Epiprotozoic erathems and also the Eocambrian complex.

The Neoprotozoic includes the geological formations originated after the intensive Karelian diastrophism, and the Grenville diastrophism completed their formation. The diastrophic cycles of the second order: Vyborgian (1700 to 1600 m.y. ago) and Kibarian (1400-1300 m.y.) divide the Neoprotozoic into three suberathems. The Neoprotozoic strata are represented by different formational types, but the platform and miogeo-

synclinal formations are most widely distributed. The main features of all major older platforms were formed during the Neoprotozoic. The most typical of two lower Neoprotozoic are sedimentary-volcanogenic strata, frequently red beds, belonging to taphrogenic subaerial trachyte-rhyolite formation. Lavas are associated with comagmatic granitic and syenitic intrusions; the anorthosite and rapakivi plutons, injected during the Vyborgian cycle, are extremely typical. The middle and upper Neoprotozoic are characterized by terrigenous or carbonate-terrigenous strata with an abundance of mature sedimentary rocks, predominant quartzite-sandstones. The red beds are rather widely distributed within the platforms, in the upper part of the middle suberathem they contain a great volume of basalts of trapp formation. The basic volcanites are locally associated with sills and cutting bodies of gabbroic rocks. In the Neoprotozoic the syngenetic iron ores are only represented by the sheet hematite or siderite deposits occurring among carbonate rocks of the platform or microgeosynclinal type. The jaspilite ores, typical of the lower Precambrian, are absent there. The different suberathems of the Neoprotozoic usually contain different phytolites.

The Epiprotozoic erathem was formed between the Grenville and Katangian diastrophisms. The occurrence of two levels of the glacial strata is its most important feature; these strata are fine markers in correlation. The Lufilian diastrophic cycle of the second order (800-780 m.y. ago) divides the Epiprotozoic into two suberathems. The preglacial, lower glacial ("lower tillite"), and supraglacial strata are distinguished in the lower suberathem. The preglacial strata are commonly represented by volcanogenic or terrigenous-carbonate rocks, locally with syngenetic copper mineralization. "The lower tillite" is often accompanied by sheet hematite deposits; their age is around 670 to 820 m.y. ago. The upper Epiprotozoic includes the upper glacial ("upper tillite") and postglacial ("upper supraglacial"), red beds of molassa type. The isotopic methods yielded an age of 680 to 660 m.y. for the "upper tillite".

The Eocambrian complex embraces the strata which were formed after the Katangian diastrophism, but previous to the Cambrian period. Within most of the regions the Eocambrian strata gradually pass upwards into the Cambrian ones. The upper boundary of the complex is marked by the appearance of the oldest remains of skeletal fauna, typical of the Lower

Cambrian (pretrilobite fauna of the Tommotian stage). The Eocambrian lasted 80 m.y. which is commensurable with durations of paleozoic periods.

In many regions Eocambrian time was characterized by the beginning of the great marine transgression over platforms, that reached its maximum in the Early-Middle Cambrian. Geologically the Eocambrian is more closely related to the Paleozoic (Cambrian) than to the EpiPROTOZOIC, but by the organic remains it differs sharply from the Cambrian, being close to the EpiPROTOZOIC.

Корреляция докембрийских образований должна основываться на комплексном использовании данных изотопной геохронологии, изучении вертикального распределения ископаемых остатков организмов и фитолитов, а также на различных геологических методах. Особенно большое значение имеют геостратиграфические методы, цель которых — установление неповторимых в истории планеты осадочных и магматических формаций, перерывов и угловых несогласий, эволюции типов тектонических структур и т.д. В основе периодизации докембрия должно лежать выделение естественных этапов развития Земли, т.е. таких интервалов геологической истории, которые характеризуются общностью тектонической обстановки, геохимической среды и физических условий, влияющих на возникновение определенных типов литогенеза, тектонических структур, форм и типов магматизма и в известной мере определяющих эволюцию органического мира.

Периодизация, основанная на одном каком-либо признаке (критерии), будет недостаточной и поэтому малоприменимой для использования. Это в особенности касается периодизации по фитолитам. Последние могут применяться только для корреляции, и то с большей осторожностью, тем более что эти образования являются не остатками организмов, а горными породами, образовавшимися при участии организмов (водорослей и бактерий). Кроме того, их классификация формальная (условная) и необщепринятая, а определение форм достаточно субъективно.

Настоящее сообщение основано на данных по докембрию Европы, Азии, Северной Америки и Африки. Результаты анализа материалов по северным материкам мною изложены в книге "Общая стратиграфическая шкала докембрия" (Л., "Наука", 1974). Материалы по докембрию Австралии и Южной Америки находятся в стадии проработки, однако уже теперь можно утверждать, что данные и по этим материкам полностью согласуются с данными, полученными для других районов мира.

Проведенный анализ показал, что в докембрии выделяется несколько крупных естественных этапов геологического развития, сопоставимых с эрами фанерозоя, а по длительности значительно превосходящих их. Для них были предложены названия: архей, палеопротозой, мезопротозой, неопротозой и эпипротозой. Докембрийские эры разделяются глобальными диастрофическими циклами первого порядка, имевшими место 3700–3500 млн. лет (саамский диастрофизм), 2800–2600 млн. лет (кеноренский диастрофизм), 2000–1900 млн. лет (карельский диастрофизм), 1100–1000 млн. лет (гренвилльский диастрофизм) и 680–650 млн. лет (катангский диастрофизм) назад. Кроме того, в конце докембрия выделяется эокембрий. Верхний докембрий рассматривается в составе неопротозойской и эпипротозойской групп (эратем), а также эокембрийского комплекса.

К неопротозою относятся геологические образования, формирование которых происходило после интенсивного карельского диастрофизма и завершилось гренвилльским диастрофизмом. Неопротозой делится на три субэры (подгруппы) диастрофическими циклами второго порядка – выборгским (1700–1600 млн. лет) и кибарским (1400–1300 млн. лет). Отложения неопротозоя представлены различными формационными типами, но наиболее широко среди них развиты платформенные и миогеосинклинальные формации. В неопротозое сформировались в общих чертах все главные древние платформы.

Для нижнего неопротозоя различных регионов мира более всего характерны осадочно-вулканогенные толщи, нередко красцветные, относящиеся к тафрогенной субэвральской трахито-риолитовой или андезит-риолитовой формации. Среди вулканитов господствуют кислые породы – порфиры и ортофиры, меньшее значение имеют дациты, андезиты и базальты. Очень широко развиты игнимбриты и туфы. Излияние лав сопровождалось комагматическими интрузиями гранитоидов и сиенитов. Для заключительного (выборгского) тектоно-магматического цикла исключительны типичны интрузии анортозитов и более поздних гранитов рапакиви. Осадочно-вулканогенные толщи нередко замещаются существенно осадочными континентальными или прибрежно-морскими отложениями платформенного и миогеосинклинального типов.

Стратотипом нижнего неопротозоя в Европе является субиетний Балтийского щита, в Северной Азии – акитканская серия Прибайкалья, в Северной Америке – серия Нижний Дабаунт в провинции Чёрчилл, в Африке – серия Ватерберг Трансвааля, в Австралии – нижняя часть "системы" Карпентария, в Южной Америке – серия Рерайма.

Для среднего и верхнего неопроптозоя особенно характерны терригенные или карбонатно-терригенные толщи с большим количеством зрелых осадочных пород, преимущественно кварцито-песчаников. На платформах весьма широко распространены красноцветные толщи, которые в верхней части средней подгруппы заключают в большом количестве базальты трапповой фации. Основные вулканы иногда сопровождаются силами и секущими телами габброидов. Мигматосинклинальные комплексы развиты гораздо шире эвгеосинклинальных.

В неопроптозое сингенетические железные руды представлены исключительно пластевыми гематитовыми или сидеритовыми залежами среди карбонатных пород платформенного или мигматосинклинального типа. Дзеспилитовые руды, характерные для нижнего докембрия, в них отсутствуют. Фитолиты в различных подгруппах неопроптозоя обычно отличаются друг от друга: в нижней подгруппе встречаются фитолиты первого и второго фитолитовых комплексов, в средней подгруппе — преимущественно второго комплекса (*Baicalia* и др.), в верхней подгруппе — преимущественно третьего комплекса (*Gymnosolen*, *Inseria* и др.).

В качестве стратотипов среднего и верхнего неопроптозоя могут быть предложены: в Европе — юматинская и каратауская серии Урала, в Северной Азии — патамская серия Патомского нагорья, в Северной Америке — подсерия Белт Кордильер, в Африке — надсерия Кибара (без нижней серии Коара-Маунтин), в Австралии — верхняя часть "системы" Карпентария и нижняя часть "системы" Аделаида.

Кибарский диастрофизм второго порядка, разделяющий среднюю и позднюю субары неопроптозоя, в разных районах проявлен по-разному, наиболее интенсивно он выражен в Экваториальной Африке. В некоторых районах он проявлен только в виде перерывов или в смене характера осадконакопления. Гренвильский диастрофизм первого порядка, завершивший неопроптозоевую эру, повсеместно выражен крупнейшим структурным несогласием. Этому диастрофизму почти во всех районах предшествовали трещинные интрузии основной магмы, давшие начало дайкам и силам диабазов, а также крупным массивам габбро, которые датированы в интервале 1100-1250 млн. лет. С гренвильским диастрофизмом в мобильных поясах связаны интрузии гранитов, датированные в 1000-1100 млн. лет.

Эпипроптозоевая группа сформировалась между гренвильским и катангским диастрофизмами. Наиболее важная ее особенность — присутствие двух уровней ледниковых отложений, являющихся прекрасными маркирующими горизонтами при корреляции. Луфилианский диастрофический цикл второго порядка делит эпипроптозоевую на

две подгруппы. Проявления его отмечаются почти во всех регионах мира, но выражены они неодинаково: обычно на границе подгруппы наблюдаются стратиграфические несогласия; угловые несогласия (складчатость) и проявления интрузивной деятельности имеют местное значение.

В составе нижней подгруппы выделяются доледниковые, нижние ледниковые (нижние тиллиты) и надледниковые отложения. Деледниковые отложения часто бывают представлены вулканогенными или терригенно-карбонатными телами, иногда с сингенетической медной минерализацией. Возраст нижних тиллитов 870-820 млн. лет. В верхнем эопротозое выделяются верхние ледниковые (верхние тиллиты) и затем послеледниковые ("верхние надледниковые"), часто красочные молассового типа отложения. Последние иногда разделяются несогласием; в этом случае к эопротозое следует относить только нижнюю молассу, возникшую во время катангского диастрофизма, а верхнюю молассу, сформированную вскоре после него, вероятно, правильнее присоединять к эокембрию. Верхние тиллиты датируются изотопными методами в 680-660 млн. лет.

Нижние и верхние тиллиты иногда различаются по ассоциации с породами, характеризующимися определенными геохимическими чертами; нижние тиллиты сопровождаются осадочными железными рудами (жестимская свита Тянь-Шаня, серия Рапитан территории Юкон Канады, свиты Цумеб, Чус и Хольгат Юго-Западной Африки, свита Буем Западной Африки), а верхние тиллиты во многих районах Африки перекрываются отложениями, содержащими преслеи доломитов, обогащенных баритом.

В некоторых районах, где тиллиты отсутствуют, на их стратиграфических уровнях распадаются обломочные отложения, несущие признаки формирования в ледниковой обстановке. Судя по выходам ледниковых отложений эопротозоя, они развиты на всем земном шаре независимо от географической широты, не только современной, но и древней, поскольку при любых палеогеографических построениях они окажутся на всевозможном удалении от полюсов. Ледниковым покровом в эопротозое (особенно в позднем эопротозое) были заняты огромные площади в Европе, Африке и Австралии.

Строматолиты и микрофитолиты, встречающиеся в карбонатных породах эопротозоя, чаще всего относятся к четвертому (вендскому) фитолитовому комплексу, но нередко в доледниковых отложениях нижней подгруппы находятся формы строматолитов, которые обычно указываются в составе второго и третьего комплексов.

Стратотипами эопротозоя могут быть названы: в Европе - серия Баренцева моря и Вестертана финмаркена, серебрянская серия

Урала, пачелмская серия Русской плиты, в Северной Азии — чингисанская или тассевская серия Енисейского кряжа, в Северной Америке — серия Виндзермер Британской Колумбии, в Южной Америке — серия Карандай, в Австралии — серия Умбератана (или, иначе, серии Стерт + Нижнее Марине) района Аделаиды, в Африке — надсерия Катанга. Последняя может быть предложена и в качестве мирового стратотипа группы.

Эокембрийский комплекс включает отложения, возникшие после катангского диастрофизма, но до начала кембрийского периода. В большинстве регионов эокембрийские отложения кверху постепенно сменяются кембрийскими. Верхняя граница комплекса устанавливается на основании появления в разрезе древнейших остатков скелетной фауны, характерных для нижнего кембрия (детрилобитовая фауна томмотского яруса). Длительность эокембрия — 80 млн. лет — сопоставима с длительностью периодов палеозоя. Эокембрийское время во многих регионах характеризуется началом большой морской трансгрессии на платформах, которая достигла максимума в раннем — среднем кембрии. По этой причине эокембрийские отложения часто слагают обширный платформенный чехол вместе с перекрывающими палеозойскими отложениями.

Стратотипами комплекса, по-видимому, следует избрать: в Европе — валдайскую серию Русской плиты (венд *s.str.*), в Северной Азии — юдомскую свиту Восточной Сибири, в Северной Америке — свиту Стирлинг с нижней частью Вуд-Каньон Калифорнии или верхнюю часть серии Консепшн (свита Кейп-Кови) вместе с вышележащей серией Ходжвотер Ньюфаундленда, в Африке — серию Адуду Анти-Атласа, в Австралии — серию Виллена района Аделаиды.

В геологическом отношении эокембрий гораздо теснее связан с палеозоем (кембрием), чем с эопротозоем. Вместе с тем по заключенным в нем органическим остаткам он весьма резко отличается от кембрия, но близок к эопротозою. В эокембрии находятся те же фитолиты, что и в эопротозое. Некоторые представители характерной для эокембрия эдиакарской фауны, например медузовидные, также появляются уже в эопротозое. Поэтому если руководствоваться геостратиграфическими принципами, положенными в основу расчленения докембрия, то эокембрий должен быть причислен к палеозою, но если исходить из биостратиграфических критериев, которые являются руководящими для периодизации фанерозоя, то рассматриваемое подразделение принадлежит к протозойскому эону. Эта классификационная двойственность обусловлена различными принципами, применяемыми для расчленения докембрия и фанерозоя, а

также специфическим положением эокембрия на границе зон.

В результате проведенного исследования установлено:

1) диастрофические циклы, разделяющие группы докембрия, проявились на всех континентах северного и южного полушарий в одних и тех же интервалах времени;

2) одновозрастные толщи докембрия на разных континентах обладают большим сходством в строении разреза, в типах формации, а также в характере метаморфизма и тектоники (это особенно наглядно видно, если рассматривать весь докембрий);

3) многим подразделениям докембрия, имеющим одинаковый возраст, свойственны специфические, необратимые в истории Земли осадочные формации (различные типы железисто-кремнистых формаций для групп нижнего докембрия, формация золото-урановых конгломератов для нижней части мезопроterозойской группы и т.д.);

4) на всех континентах в раннем неопроterозе возникли специфические субаэральные трахито-риолитовые или андезито-риолитовые формации и сопровождающие их интрузии анортозитов и гранитов рапакиви;

5) на всех континентах в эпипроterозе дважды возникало большее покровное оледенение (более древние проявления оледенения в докембрий имели место в течение мезопроterозойской эры);

6) тектоническое развитие в докембрии происходило в общих чертах одинаково и одновременно на всех континентах.

Х Х Х

В заключение следует отметить, что необходимость предельно кратко изложить обширный и сложный вопрос неизбежно обуславливает некоторое упрощение и, вероятно, излишнюю категоричность выводов.

Т.В.Билибина, В.И.Казанский, К.О.Кратц
(СССР)

РУДОНОСНЫЕ ФОРМАЦИИ И СТРУКТУРЫ ДОКЕМБРИЯ

T.V. Bilibina, V.I. Kazansky, K.O. Kratz
(USSR)

ORE-BEARING FORMATIONS AND STRUCTURES OF THE PRECAMBRIAN

1. Metallogeny of the Precambrian is of particular interest for the development of mineral resources and comprehension of the conditions of formation and localization of mineral deposits in the Earth's crust. The Precambrian deposits contain about 65 to 25% of explored ores including iron, gold, uranium, nickel, cobalt, copper, lead, rare metals, the major part of muscovite, phlogopite, graphite reserves, as well as high-alumina raw material, rock crystal, precious stones, etc. The number of the deposits increases every year, yet the potential of the Precambrian is not fully studied. More and more, the attention of investigators is drawn to peculiarities of the Precambrian ore formation which is controlled by such phenomena as the primary composition of the Earth's crust, processes of sedimentation and volcanism, intense regional metamorphism. Accordingly, the Precambrian ore deposits fall into four main genetic series: I - metamorphosed sedimentary and sedimentary-volcanogenic (Fe, Mn, Au, U, Cu, Pb, Zn), II - metamorphogenic (Fe, Al, phlogopite, muscovite), III - magmatic (Ni, Cu, Pt, Cr, Co, Ti, apatite), IV - hydrothermal post-metamorphic and postmagmatic (Au, U, Be, Ta, Nb, Ph, Zn, etc.). In addition, within the areas composed of the Precambrian deposits there is a great number of magmatic, postmagmatic and exogenic deposits of younger age.

2. The determination of regularities in the distribution of mineral deposits in the Precambrian is closely related

to interpretation of the initial stages of lithosphere evolution and establishment of an evolutionary succession of tectonic structures. Some important data on the subject have been obtained recently: an independent importance of a protogeosynclinal stage in the evolution of the Earth's crust has been established; the oldest cores of continents have been singled out, and their inner structure characterized; a new approach to the distinguishing of geotectonic regions has been suggested on the basis of the study of regional metamorphism of the Precambrian assemblages and differentiation of the latter into structural-formational units; evidence has been found for the heterogeneous block structure of the old platform basement, controlled by systems of large deep faults.

3. The analysis of Precambrian ore-bearing formations and structures is based on the historical-geological principle and consists in establishing genetic links between associations of rocks, tectonic elements and mineral deposits. It must be realized on the level of geological and ore formations with subsequent distinguishing of structural-formational assemblages corresponding to geotectonical regimes. One of the main purposes of the analysis is to reveal and classify geoblocks depending on their deep structure, the history of development, and regional metallogenic zoning.

4. Precambrian ore deposits were formed during four metallogenic epochs: Archean (3,500 to 2700 m.y.) early Proterozoic (2700 to 1900 m.y.), middle Proterozoic (1900 to 1600 m.y.) and late Proterozoic (1500 to 550 m.y.). These epochs are divided into prolonged "ore-preparing" and shorter ore-forming stages, controlling the metallogeny of the main Precambrian structural elements, including cratons, mobile belts or protogeosynclines, epicraton downwarps and areas of protoactivation. In the end of the Precambrian the first platforms and geosynclines typical of the Phanerozoic were formed. Some of the late Proterozoic ore deposits correspond already to the next geosynclinal-platform stage of the evolution of the Earth's crust.

5. The oldest stratiform deposits of iron and non-ferrous metals, metamorphogenetic gold deposits and rare-metal pegmatites are concentrated in cratons. The primary heterogeneity of the Earth's crust in cratons and the presence of geochemically specialized volcanogenic-sedimentary assemblages therein have influenced considerably upon the distribution of the latter epigenetic deposits. The most important deposits of fe-

rruginous quartzites and metamorphosed manganese and pyrite ores are confined to protogeosynclinal belts. The regional granitization of Archean and lower Proterozoic rocks and their metamorphism were accompanied by the formation of magnesian skarns with phlogopite and magnetite, and of ceramic, muscovite, and raremetal pegmatites. In the long-evolving epicraton basins the major deposits of metalliferous conglomerates and cupriferous sandstones are situated. The emplacement of ultrabasic and basic intrusions with associated magmatic deposits of nickel, copper, platinum, chromium, and titanium, the formation of orebearing alkalic metasomatites, and the generation of some postmagmatic rare-metal deposits were related to the protoactivation of the Precambrian structures. Finally, typical of the late Precambrian platform downwarps are stratiform non-ferrous metal deposits, and of the eugeosynclinal troughs common are polymetallic pyrite ores.

6. An important role of the processes of tectonomygmatic activation in the endogenic ore-formation has been proved recently. Intrusions of the central type with magmatic nepheline deposits and phlogopite-bearing and rare-metal carbonatites as well as by the formation of abundant hydrothermal deposits of tin, tungsten, niobium, tantalum, fluorite, gold, antimony, mercury and other metals. This endogenic mineralization is superimposed upon various Precambrian structures and controlled by distinct tectonic elements.

7. The general progress in the study of geology and tectonics of the Precambrian, the improvement of methods of formational analysis of ore deposits create favorable conditions for the elaboration of metallogenic models both for the major Archean and Proterozoic tectonic structures, and for the Precambrian as a whole. Such models should increase an efficiency of prediction and search for new mineral deposits.

ВВЕДЕНИЕ

Металлогения докембрия входит в число ведущих проблем современной геологии и представляет исключительный интерес для развития минеральных ресурсов, познания условий образования и локализации полезных ископаемых в земной коре. В докембрии сосредоточено от 25 до 65% разведанных запасов руд железа, золота, урана, кобальта, никеля, меди, свинца и ряда редких металлов. В качестве существенных примесей в рудах железа присутствуют титан и ванадий, в рудах цветных и радиоактивных металлов - мышьяк, серебро, висмут. В до-

кембрии заключены огромные запасы неметаллических полезных ископаемых — мусковита, флогопита, высокоглиноземистого сырья, асбеста, графита, горного хрусталя, драгоценных камней. Обращают на себя внимание не только суммарные запасы этих полезных ископаемых, но и масштабы многих докембрийских месторождений и рудонасыщенность архейских и протерозойских толщ.

Кроме того, в областях развития докембрия локализуются многочисленные магматические и постмагматические месторождения редких, цветных, благородных и радиоактивных металлов, возникшие вследствие тектоно-магматической активизации ранее консолидированных структур земной коры, а также крупные экзогенные месторождения более молодого возраста.

Различным аспектам металлогении докембрия посвящены труды Я.Н.Белевцева (1965), Т.В.Билибиной (1973), В.С.Домарева (1970), И.Г.Магакьяна (1974), Н.П.Семеновко (1962), В.И.Смирнова (1963), Н.М.Страхова (1947), А.И.Тугаринова, Г.В.Вейткевича (1970), П.Банерджи, Д.Гоша (Banerjee, Ghosh, 1972), А.Гудвина (Goodwin, 1968), Г.Гросса (Gross, 1965); Т.Клиффорда (Clifford, 1966), Н.Куна (de Kun, 1963), А.Кажма (Kajma, 1973), А.Миккола (Mikkola, 1971).

Обширные данные по геологии и рудоносности архея и протерозоя содержатся в сводных работах по Канадскому и Украинскому щитам, Австралии и другим регионам (Металлогения Украины и Молдавии, 1974; *Geology of Australian mineral deposits, 1970; Geology and economic minerals of Canada, 1970*), а также в коллективных монографиях по рудным месторождениям Советского Союза и Соединенных Штатов Америки (Рудные месторождения СССР, 1974; *Ore deposits of the United States, 1968*).

В феврале 1975 г. в Ленинграде состоялось Первое Всесоюзное совещание по металлогении докембрия (Металлогения докембрия, 1975)

Совещание продемонстрировало существенный прогресс в этой области и показало, что разработка теории металлогении докембрия сопряжена с большими трудностями. Разные исследователи подходят к ней с разных позиций. Один из возможных путей — изучение связей между главнейшими геотектоническими структурами докембрия и минеральными месторождениями на основе формационного анализа.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ ДОКЕМБРИЯ

Выяснение закономерностей пространственного размещения полезных ископаемых в докембрии тесно связано с расшифровкой начальных этапов развития литосферы. Идею о специфике докембрийских структурных элементов развивали многие ученые — Л.И.Салоп, Ю.М.Шейнман, Ю.А.Косыгин, К.А.Шуркин и др. Е.В.Павловский (1962) высказал мысль о двух начальных этапах истории Земной коры — нуклеарном и протегеосинклинальном, когда появились протоплатформы и линейные подвижные пояса, претерпевшие длительную эволюцию в позднем протерозое и фанерозое.

Представление о специфике протерозойских подвижных поясов и особом протегеосинклинальном этапе развития литосферы получило признание. Но тектоническая природа протоплатформенных отложений остается предметом дискуссий. В свете новых данных иначе трактуется и стиль архейских структур земной коры. В последнее время в Канаде, Южной Африке, Западной Австралии и в некоторых других районах были выделены древнейшие ядра материков — протоконтиненты, или кратоны, которые состоят из архейских гранито-гнейсовых полей и зеленокаменных поясов, срезаются протерозойскими подвижными зонами и перекрыты нижнепротерозойскими отложениями эпикратонных впадин (Wilson, 1972). Именно эта комбинация геотектонических элементов характерна для архея — раннего протерозоя.

Авторы "Карты тектоники докембрия континентов" (1974) во главе с Ю.А.Косыгиным пришли к выводу о том, что архейские зеленокаменные комплексы залегают на сиалической коре и что кристаллический доколд современных континентов возник 2,5 млрд. лет назад. Среднедокембрийские геосинклинальные комплексы наложены на этот доколд и делятся на две возрастные группы. Более древние из них представлены вулканогенно-терригенными толщами и джеспилитами, более молодые — преимущественно терригенными отложениями, чередующимися с вулканами кислого состава. Значительная часть верхнедокембрийских геосинклинальных поясов имеет эпикратонный характер и выполнена терригенными и терригенно-карбонатными комплексами. Древнейшие платформенные отложения появились 3,3-2,3 млрд. лет, сплошные платформенные чехлы — 1,8-1,6 млрд. лет назад.

В результате составления "Карты метаморфических поясов СССР" для архея и протерозоя была восстановлена картина динамического и теплового режима отдельных структур и земной коры в целом (Кратц, Глебовицкий, 1972). Установлено, что древнейшие архейские комплексы метаморфизованы в условиях гранулитовой фации умерен-

ных давлений и незначительных вариаций плотности теплового потока, что в позднем архее и раннем протерозое произошло обособление относительно стабильных массивов и обрамляющих их подвижных поясов и что для раннего и среднего протерозоя характерны парные метаморфические пояса. Максимальные температуры метаморфизма зафиксированы в этих поясах в обрамлении относительно консолидированных областей.

Во многих районах мира кристаллический фундамент древних платформ в среднем протерозое был рассечен разломами и испытал интенсивные блоковые перемещения, сопровождающиеся вулканизмом, осадконакоплением, прогрессивным и регрессивным дислокационным метаморфизмом, внедрением разнообразных по составу интрузий — ультраосновных, основных, щелочных и кислых. Для обозначения этих явлений может быть использован термин "протоактивизация", а для соответствующих структурных элементов — "области протоактивизации".

В позднем докембрии появились первые платформы и геосинклинали, претерпевшие длительную эволюцию в течение фанерозоя. Рассмотрение их тектоники и рудоносности выходит за рамки нашего доклада. В палеозое и особенно в мезозое докембрийские сооружения были вовлечены в тектоно-магматическую активизацию. Некоторые аспекты металлогении активизированных областей имеют к теме доклада более прямое отношение.

ПРИНЦИПЫ ФОРМАЦИОННОГО АНАЛИЗА

Анализ рудоносных формаций докембрия базируется на историко-геологическом принципе и заключается в установлении характера и формы связей между ассоциациями горных пород, тектоническими элементами и месторождениями полезных ископаемых (Билибина, 1973). Применение этого принципа приводит к определению и более крупных металлогенических категорий — металлогенических эпох и структурно-формационных комплексов. Одна из главных целей анализа — выявление и классификация геоблоков и зависимости от их глубинного строения истории геологического развития, региональной геохимической и металлогенической зональности.

Геологические формации определяются как естественные ассоциации горных пород, парагенетически связанные одна с другой как в вертикальном, возрастном, так и в горизонтальном, пространственном, отношении (Шатский, 1960). Выделение геологических формаций среди глубоко метаморфизованных толщ стало возможным благодаря значи-

тельному прогрессу в области осадочной геологии докембрия (Сидоренко, 1975). Именно восстановление первичной природы и дометанорфической истории образования осадочно-вулканогенных отложений создает предпосылки для формационного анализа докембрийских минеральных месторождений.

Рудные формации представляют собой естественные сообщества или группы рудных месторождений, объединяемые близостью металлического или минерального состава руд и характером связи их с геологическими формациями (Кузнецов, 1972; Магакьян, 1967). Идея о связи рудных формаций с геологическими позволяет уточнить временное и пространственное положение формационных типов оруденения в регионах (Билибина, Титов, 1974).

Для классификации геологических и рудных образований по формационному принципу необходима систематизация главных признаков. Для рудных формаций необходимо учитывать характер и форму связи с геологическими формациями, возраст оруденения, положение месторождений в локальных и региональных геологических структурах, закономерности размещения, морфологические и структурно-вещественные характеристики руд и, наконец, условия образования и промышленное значение оруденения.

Для статистической обработки данных о рудных формациях используются перфокарты и современные математические методы, основанные, в частности, на дискретном анализе (Константинов, 1973). Применение ЭВМ позволяет уточнить критерии выделения рудных формаций, дать количественную оценку степени сходства разных месторождений, вскрыть причины появления закономерных групп рудных формаций и в конечном счете повысить надежность прогнозирования и оценки территорий.

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ЭПОХИ И РУДОНОСНОСТЬ ГЛАВНЕЙШИХ СТРУКТУРНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ ДОКЕМБРИЯ

Периодизация металлогенических событий — один из важнейших аспектов датировки геологических процессов, которые в итоге создают минеральные месторождения. Де Лоне в 1913 г. ввел понятие о металлогенических эпохах как периодах повышенной металлогенической интенсивности. В применении к докембрию более рационально параллелизовать данную металлогеническую эпоху с орогенической с выделением более дробных подразделений — этапов или стадий. Это соответствует специфике геологического развития земной коры в докембрии, которое заключалось в длительном переходе от относитель-

но гомогенного состояния вещества ко все более гетерогенному и сопровождается перераспределением рудогенных элементов. Каждая эпоха подразделяется на длительные, рудоподготавливающие, и более короткие, рудообразующие, этапы, а вся совокупность металлогенических эпох отражает смену типов и условий образования минеральных месторождений в связи с эволюцией главных структурных элементов земной коры.

Сравнительный анализ геологических и радиологических данных по различным материкам, с учетом возможностей межконтинентальной корреляции, показывает, что докембрийские рудные месторождения образованы в четыре главные металлогенические эпохи: архейскую (3,5–2,7 млрд. лет), раннепротерозойскую (2,7–1,9), среднепротерозойскую (1,9–1,6) и позднепротерозойскую (1,5–0,55 млрд. лет).

Характеристика этих металлогенических эпох содержится в работах Т.В.Билибиной (1973), И.Г.Магакьяна (1974), В.И.Смирнова (1965), Г.А.Твалчредидзе (1970). В соответствии с темой доклада мы рассмотрим первые три эпохи, которые определяют соответственно металлогению кратонов, протогоеосинклинальных поясов, эпикратонных впадин и, наконец, областей протоактивизации.

Архейские кратоны, или протоконтиненты, отражают самые ранние этапы развития континентальной земной коры (Clifford, 1966; Goodwin, 1968). Так, например, на Канадском щите такие структуры – провинции Супериор и Слейв – отличаются развитием архейских вулканогенных и осадочных пород в виде протяженных поясов в преобладающих полях гранитоидных пород. В строении вулканических (зеленокаменных) поясов принимают участие преимущественно основные вулканиды от базальтов до андезитов с венчающими их кислыми лавами и пирокластами, выше залегают граувакки и глинистые сланцы, местами с внутриформационными конгломератами в основании. Вулканогенно-граувакковый комплекс залегает на более древних гранитоидах и прорван интрузиями более молодых гранитов. Аналогичное строение приводится Дж.Вильсоном (Wilson, 1972) для зеленокаменных поясов Родезийского кратона и Н.Хиллсом (Hills, 1970) для Западной Австралии. И в том и в другом случае предполагается формирование вулканических поясов на маломощной, нестабильной сиалической коре вдоль возникших разломов. Возраст зеленокаменных поясов превышает 2,6 млрд. лет, возраст комплекса основания нигде точно не определен.

Интересны указания о наличии шельфовых отложений (известняки, ортокварциты) среди архейских метаморфических пород гранулитовой фации (Саттон, 1975). Для полей гранито-гнейсов типичны гранодио-

рит-тоналитовая формация и редкометальная (Ta, Nb, Li) рудная формация в пегматитах, ассоциирующая с относительно более поздними ремобилизованными калиевыми гранитами (Западная Австралия, Канада). Среди древнейших гнейсов западной Гренландии обнаружены стратиформные залежи хромитов в анортозитах, сформированные до регионального метаморфизма (Qhisler, 1970).

Для архейских зеленокаменных поясов наиболее характерны формации океанических базитов, ультрабазитов и граувакк, с которыми связаны многочисленные месторождения цветных металлов, золота, железа. Канадские исследователи рассматривают зеленокаменный пояс Абитибиде как модель архейской металлогении и выделяют в пределах этого пояса четыре генетических семейства (или формации, в нашем понимании) месторождений (Hutchinson et al., 1971).

К первому относятся Cu-Ni сульфидные месторождения в ассоциации с основными — ультраосновными интрузивами, ко второму — стратиформные колчеданные залежи Cu-Zn-Au-Ag руд, тяготеющие к экстрезивам среднего — кислого состава, к третьему — экгалиционные месторождения золотеносных сульфидных руд и, наконец, к четвертому — железистые кварциты типа алгома. Подчеркивается, что ассоциации металлов в этих месторождениях сходны с ранней стадией классической схемы Ю.А.Билибина (1955) и что важную роль в архейском рудообразовании играли подводный вулканизм и последующий региональный метаморфизм. Перераспределение золота в процессе метаморфизма архейских вулканитов и его концентрация в виде жильных месторождений были установлены Р.Бойлем (Boyle, 1961) на примере района Йеллоунайф и подтверждены В.Вилдхоеном и др. (Viljoen et al., 1969) для зеленокаменного пояса Барбертон.

А.Налдретт (Naldrett, 1973) относит медно-никелевые месторождения в архейских ультрабазитах к "синвулканическому" классу и считает, что они могут достигать очень больших масштабов, поскольку в ранние этапы развития Земли режим серы на уровне верхней мантии был особенно благоприятен для зарождения и миграции рудоносных сульфидных расплавов.

Следует отметить также, что архейские геохимически специализированные формации имеют важное значение как источники рудных веществ при региональном метаморфизме в протерозойских поясах, при формировании эпикратонных впадин и т.д.

Протогеосинклинальные пояса возникают на стадии достаточно далеко зашедшей эволюции континентальной коры и характерны для раннего, частью среднего протерозоя, хотя появиться могли уже в позднем архее. Они представляют собой протяженные линейные трюги,

разделяющие или обрамляющие крупные блоки более ранней консолидации, и по характеру развитых в них супракристалльных комплексов занимают промежуточное положение между древними "зеленокаменными" поясами и среднедокембрийско-фанеразойскими геосинклиналями. Структурно протогоеосинклинальные зоны нередко отличаются полной (линейной) складчатостью, крупными краевыми и осевыми разломами с проявившимся в них интрузивным магматизмом. В протогоеосинклинальных поясах развит широкий спектр геологических формаций: субмаринных спилито-кератофировых и андезито-дацитовых, лептитовых, терригенно-карбонатных, терригенных, граувакковых и т.д. Магматизм представлен главным образом гранодиорит-плагиогранитной и более поздней плагиомикроклиновой, а также габброидной и базит-ультрабазитовой формациями. Для относительно более поздних шовных структур, типичен базальтоидный и реже кислый вулканизм. Интенсивность регионального метаморфизма варьирует от зеленосланцевой до амфиболитовой и даже гранулитовой фации. Для многих протогоеосинклиналей характерен полиметаморфизм.

Это сложное сочетание тектонических, осадочных, магматических и метаморфических процессов определяет большое разнообразие условий рудообразования в протогоеосинклинальных поясах докембрия.

Джеспилитовые формации нижнего протерозоя содержат крупнейшие месторождения железных руд, известные на всех континентах — на Русской и Южно-Американской платформах, на Канадском щите, в Австралии; железу нередко сопутствуют месторождения марганца в кристаллических сланцах (Южная Африка, Индия). Геология и генезис докембрийских железисто-кремнистых формаций были специально рассмотрены на Международном симпозиуме, состоявшемся в Киеве в 1970 г. под эгидой ЮНЕСКО.

С субмаринными вулканогенно-осадочными формациями нижнего протерозоя связаны колчеданные месторождения цветных металлов, во многом сходные с архейскими (Канадский, Балтийский щиты). В некоторых регионах они подвергнуты интенсивному метаморфизму, что вызывает непрекращающиеся дискуссии об их генезисе и закономерностях локализации руд. Один из ярких примеров — свинцово-цинковые залежи Брокен-Хилл в Австралии (Hobbs et al., 1968).

В протогоеосинклинальных поясах докембрия процессы метаморфизма играют особенно важную роль в образовании минеральных месторождений. Согласно Я.Н.Белевцеву (1968), отличительные особенности метаморфогенных месторождений — геохимическая связь и сходство минеральных парагенезисов вмещающих пород и руд, ведущая роль складчатых структур метаморфических пород в локализации орудене-

нения, независимость рудообразования от интрузивного магматизма и т.д. Установлено несколько типов преобразования и отложения рудного вещества (Кратц и др., 1973). Соответственно выделены три класса формаций метаморфических месторождений: параметаморфические, реометаморфические и ортометаморфические. Первые сформированы до регионального метаморфизма, который изменяет лишь их минеральный состав (гигантские кианит-силлиманитовые залежи свиты Кейв на Кольском полуострове), вторые образованы вследствие частичного переотложения вещества (богатые руды железистых кварцитов), наконец, третьи возникли в процессе самого метаморфизма. Для третьего класса ортометаморфических формаций ведущее значение имеет регрессивный метаморфизм амфиболитовой и зеленосланцевой фаций в породах определенного исходного состава. Так, в раннепротерозойских полиметаморфических комплексах Карелии высокотемпературные редкометалльные пегматиты закономерно сменяются более низкотемпературными мусковитовыми при переходе от андалузит-силлиманитового типа метаморфизма к кианит-силлиманитовому (Мусковитовые пегматиты СССР, 1975).

Следует подчеркнуть, что признание осадочно-вулканогенного и метаморфогенного генезиса многих минеральных месторождений привело к известному ограничению роли эндогенного рудообразования в протегезисинклинальных поясах докембрия. Разграничение метаморфогенных и эндогенных месторождений, ассоциирующих с гранитоидными формациями, особенно сложно на уровне амфиболитовой фации. Примером служат раннепротерозойские магнетитовые и флогопитовые месторождения в магнезиальных скарнах на Алданском щите, которые были описаны Д.С.Коржинским (1947), как биметасоматические образования.

И тем не менее с интрузивным магматизмом раннего протерозоя связаны многие важные рудные формации, а именно: медно-никелевая в базитах и ультрабазитах, железо-титановая в габбро-анортозитах, редкометалльная (Mo, Sn, Zr, Li) в пегматитах и грейзенах, сопровождающих поздние гранитоиды и др.

Раннепротерозойские эпикратонные впадины залежились на вполне консолидированной земной коре и в разных районах охватывают разные временные интервалы, вплоть до среднего протерозоя. Заполняющие их осадки носят большей частью мелководный субплатформенный характер. Среди них нередки покровы телеитовых базальтов континентального типа. Занимая сравнительно обширные площади, терригенные и вулканогенные породы, как правило, слабо дислоцированы и почти не метаморфизованы.

К этим структурам приурочены крупнейшие месторождения металлогенных конгломератов (Витватерсранд, Эллиот-Лейк и др.), некоторые осадочные и вулканогенно-осадочные железорудные месторождения (Канадский щит, Австралия), месторождения медистых песчаников (Восточная Сибирь). С карбонатными породами связано стратиформное свинцово-цинковое оруденение.

Металлогенные конгломераты представляют собой уникальную геологическую и рудную формацию докембрия (Уран в древних конгломератах, 1963; Салоп, 1972). Они залегают в основании или в средней части мощных осадочных и осадочно-вулканогенных серий, которые сформированы в интервале 2,8-2,0 млрд. лет, с резким угловым несогласием перекрывают гранито-гнейсы и зеленокаменные породы архея и располагаются либо во внутренних частях кратонов (Южная Африка), либо на границе с протогоеосинклинальными поясами (Канада). Ведущую роль в образовании структур, вмещающих металлогенные конгломераты, играли вертикальные тектонические движения, которые в течение сотен миллионов лет сохраняли свою направленность. Сейчас металлогенные конгломераты рассматриваются как древние россыпи с частичным перераспределением рудного вещества в последующие периоды геологической истории.

К особому типу эпикратонных впадин, металлогенически специализированных на медь, относится Удоканский прогиб. Он связан пространственно и генетически с межблоковыми разломами, использованными впоследствии интрузиями гранитоидов и габбро-анортозитов. Меденосные отложения - песчаники и алевролиты - сформированы в условиях подводной и частично наземной дельты. Промышленные руды образованы в результате диагенетического и особенно катагенетического преобразования убогих концентраций первично-осадочного происхождения и обнаруживают явные признаки стратиграфического и литолого-фациального контроля.

Области протеоактивизации как особый тип металлогенических провинций выделены недавно (Smirnov, Kazanski, 1973). Ведущая роль разрывных нарушений, блоковые перемещения консолидированного фундамента и разнообразный магматизм, охватывающие в течение небольшого промежутка времени огромные пространства, определяют их сходство с областями тектоно-магматической активизации более молодого возраста. Специфическая особенность этих областей - проявление метаморфизма зеленосланцевой и амфиболитовой фаций, сопровождаемого локальным реоморфизмом и палингенезом, внедрение расслоенных габбро-норит-анортозитовых интрузий, гранитов рапакиви, щелочных габброидов, появление особых рудных формаций. К

ним относятся прежде всего кварц-полевшпатовые метасоматиты в крупных разломах кристаллического фундамента, которые не обнаруживают видимой связи с магматизмом и содержат руды тантала, ниобия, бериллия, урана и некоторых других металлов. Для областей протоактивизации характерен широкий набор эндогенных рудных формаций. К их числу относятся анортозиты с железо-титановым оруденением, дифференцированные ультраосновные — основные интрузии с магматическими месторождениями сульфидных медно-никелевых руд, некоторые редкометалльные и слюдоносные пегматиты в ассоциации с гранитоидами и, наконец, щелочные магматические комплексы центрального типа, сопровождаемые редкометалльным оруденением.

ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКАЯ АКТИВИЗАЦИЯ ДОКЕМБРИЙСКИХ СТРУКТУР

За последние 10–15 лет в Советском Союзе развилось новое научное направление, связанное с изучением закономерностей пространственного размещения полезных ископаемых в областях тектоно-магматической активизации (Проблемы металлогении..., 1975). О самостоятельном значении процессов тектоно-магматической активизации свидетельствуют следующие признаки: проявление в континентальную стадию развития земной коры; наложение на платформы и области завершённой складчатости с выведением на поверхность древнего фундамента; накопление наземных вулканогенно-осадочных и угленосных формаций; возникновение сводовых поднятий, межгорных впадин, приразломных депрессий, рифтов; разнообразный интрузивный и эффузивный магматизм — кислый, субщелочной, базальтоидный и щелочной; изменение разреза земной коры, высокие тепловые потоки, повышенная сейсмическая активность и интенсивное эндогенное оруденение.

В мезозое тектоно-магматическая активизация охватила обширные пространства Сибирской, Китайской платформ, палеозойских складчатых областей Восточной Азии, почти всю Южно-Африканскую платформу и многие другие районы (Щеглов, 1968; Almeida de, 1972).

Непосредственно в докембрийском кристаллическом фундаменте древних щитов и платформ с ней связано внедрение интрузий центрального типа с магматическими месторождениями нефелина и апатита, флогопитоносными и редкометалльными карбонатами, а также образованием алмазонасных кимберлитов и многочисленных гидротермальных месторождений флюорита, золота, сурьмы, ртути и других металлов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, в докембрийских толщах локализуются многочисленные и разнообразные минеральные месторождения. Они возникли в результате длительной эволюции земной коры и принадлежат к четырем группам рудных формаций:

I — метаморфизованные осадочные и осадочно-вулканогенные (железистые кварциты, колчеданные месторождения цветных металлов, металлоносные конгломераты, медистые песчаники и др.);

II — метаморфогенные — ортометаморфические (магнезильно-скарновые месторождения железа и флогопита, мусковитовые и редкометалльные пегматиты, рудоносные щелочные метасоматиты зон региональных разломов, постметаморфические гидротермальные месторождения золота и др.);

III — магматические (месторождения никеля, меди, кобальта, хрома, платины, титана в связи с основными интрузиями, апатита и нефелина — со щелочными массивами, редкометалльные и флогопитоносные карбонатиты и др.);

IV — постмагматические (редкометалльные пегматиты, гидротермальные месторождения золота, сурьмы, свинца, цинка, флюорита, редких земель и др.).

В связи с общим направленным развитием земной коры устанавливается закономерная смена этих рудных формаций. Соответственно разным структурным элементам материков присущи разные наборы рудных формаций. Металлогению кратонов определяют вулканогенно-осадочные, метаморфогенные и магматические месторождения, образованные в результате поступления рудных веществ из базальтовой оболочки и верхней мантии. Для протогоэосинклинальных поясов характерно сочетание различных рудообразующих процессов, связанных с седиментацией и подводным вулканизмом, интрузивным магматизмом, региональным метаморфизмом амфиболитовой и зеленосланцевой фаций, для нижнепротерозойских эпикратонных впадин — решающее значение экзогенного оруденения. В областях протоактивизации и особенно тектоно-магматической активизации ведущая роль в рудообразовании принадлежит магматическим и постмагматическим процессам (см. рисунок).

Докембрийские структуры разных материков во многом различаются между собой и по истории геологического развития, и по наборам полезных ископаемых. Рассмотренные выше примеры, конечно, не охватывают всего разнообразия этих рудоносных структур, но

они намечают один из путей анализа металлогении докембрия. Этот путь — создание металлогенических моделей для главных тектонических элементов докембрия на формационной основе. Можно надеяться, что исследования такого рода позволят развить принципы и методы прогнозирования полезных ископаемых в докембрийских комплексах и будут способствовать вовлечению в промышленное использование новых минеральных ресурсов.

ЛИТЕРАТУРА

- Б е л е в ц е в Я.Н., 1965. Особенности металлогении древних щитов. — Изв. АН СССР, серия геол., № II.
- Б е л е в ц е в Я.Н., 1968. Метаморфогенные месторождения. — В книге: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., "Недра".
- Б и л и б и н Ю.А., 1955. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. М., Госгеолтехиздат.
- Б и л и б и н а Т.В., 1973. Основные черты металлогении щитов и областей их активизации. — В кн.: Проблемы региональной металлогении. Л.
- Б и л и б и н а Т.В., Т и т о в В.К., 1974. Основные черты металлогении раннего докембрия. — В кн.: Проблемы докембрийского магматизма. Л., "Наука".
- Д о м а р е в В.С., 1970. Некоторые особенности металлогении докембрия. — В кн.: Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. Л., "Наука".
- К а з а н с к и й В.И., 1975. Рудоносные тектонические структуры активизированных областей. М., "Недра".
- Карта тектоники докембрия континентов в масштабе 1:15 000 000, 1974. Объяснительная записка. М., "Наука".
- К о н с т а н т и н о в Р.М., 1973. Основы формационного анализа гидротермальных рудных месторождений. М., "Наука".
- К о р ж и н с к и й Д.С., 1947. Биметасоматические флогопитовые и лазуритовые месторождения архея Прибайкалья. — Тр. ИГН АН СССР, вып. 29, петр. серия, № 10.
- К р а т ц К.О., Г л е б о в и ц к и й В.А., 1972. Метаморфические пояса СССР. — В кн.: Геология докембрия. Международный геологический конгресс. XXIV сессия. Доклады советских геологов. Проблема I. Л., "Наука".
- К р а т ц К.О., С о к о л о в Ю.М., Г л е б о в и ц к и й В.А., Д а г е л а й с к и й В.Б., С а л ь е М.Е., Т у р ч е н к о С.И., 1973. Особенности эволюции метаморфогенного рудо-

- образования в докембрии СССР. - "Геология рудных месторождений", № 6.
- Кузнецов В.А., 1972. Рудные формации. - "Геология и геофизика", № 6.
- Магакьян И.Г., 1967. Типы рудных провинций и рудных формаций СССР. М., "Недра".
- Магакьян И.Г., 1974. Металлогения. М., "Недра".
- Металлогения докембрия, 1975. Тезисы докладов I Всесоюзного совещания по металлогении докембрия. Л.
- Металлогения Украины и Молдавии, 1974. Киев, "Наукова думка".
- Мусковитовые пегматиты СССР, 1975. Л., "Наука".
- Павловский И.В., 1962. О специфике стиля тектонического развития земной коры в раннем докембрии. - Тр. Вост-Сиб. геол. ин-та СО АН СССР, серия геол., вып. 5.
- Проблемы металлогении областей тектоно-магматической активизации. Закономерности размещения полезных ископаемых, 1975, т. XI. М., "Наука".
- Рудные месторождения СССР, 1974. М., "Недра".
- Салоп Л.И., 1972. Некоторые геологические аспекты проблемы золото-урановых конгломератов докембрия. - Тр. ВСЕГЕИ, т. 178.
- Саттон Дж., 1975. Изменение характера осадконакопления в докембрии. Корреляция докембрия. Тезисы докладов. М.
- Семеновенко Н.П., 1962. Металлогения докембрия. - "Сов. геология", № 2.
- Сидоренко А.В., 1975. Осадочная геология докембрия и ее значение для познания допалеозойской истории Земли. - "Сов. геология", № 2.
- Смирнов В.И., 1963. Очерки металлогении. М., Госгеолтехиздат.
- Смирнов В.И., 1965. Геология полезных ископаемых. М., "Недра".
- Страхов Н.М., 1947. Железорудные фации и их аналоги в истории Земли. - Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, серия геол., вып. 73.
- Твалчрелидзе Г.А., 1970. О главнейших металлогенических эпохах Земли. - "Геология рудных месторождений", № 1.
- Тугаринов А.И., Войткевич Г.В., 1970. Докембрийская геохронология материков. М., "Недра".
- Уран в древних конгломератах, 1963. М., Госатомиздат.
- Шатский Н.С., 1960. Парагенезис осадочных и вулканогенных горных пород и формации. - "Изв. АН СССР, серия геол.", № 5.

- Щ е г л о в А.Д., 1968. Металлогения областей автономной активизации. Л., "Недра".
- A l m e i d a de F., 1972. Tectono-magmatic activation of the South American platform and associated mineralization. International geological Congress XXIV session. Section 3. Tectonics. Montreal.
- B a n e r j e e P.K., Q h o s h S., 1972. Correlation of Precambrian ore provinces of East Africa, India and West Australia, Economic Geology, N 1.
- B o y l e R.W., 1961. The geology, geochemistry and origin of the gold deposits of the Yellowknife district. Geological survey of Canada. Memoir 310.
- C l i f f o r d T.M., 1966. Tectono-metallogenic units and metallogenic provinces of Africa. Earth Planet. Sci. Letters, vol.1, N 6.
- Geology and economic minerals of Canada, 1970. Fifth edition. Geol. Survey of Canada. Economic geology. Report N 1, 1.
- Geology of Australian ore deposits, 1970. Second edition. Melbourne.
- G h i s l e r M., 1970. Pre-metamorphic folded chromite deposits of stratiform type in Early Precambrian of West Greenland. Mineralium Deposita, N 5.
- G o o d w i n A.M., 1968. Evolution of the Canadian shield Proc. Geol. Assoc. Can., vol. 18.
- G r o s s G.A., 1965. Geology of iron deposits in Canada. Geol. Survey of Canada, Econom. Geol. Report, N 22.
- H i l l s E.S., 1970. Tectonic setting of Australian ore deposits. Geology of Australian ore deposits. Second edition, vol. 1. Melbourne.
- H u t c h i n s o n R.W., R i d l e r R.H., S u f f e l G.G., 1971. Metallogenic relationships in the Abitibi belt Canada: a model for Archean metallogeny. The Canad. Min. and Met. Bull., vol. 64, N 708.
- H o b b s B.E., R a n s o n D.M., V e r n o n R.H., W i l l i a m s P.P., 1968. The Broken Hill ore body, Australia. Mineral. Deposita, v. 3, N 4.
- K a h m a A., 1973. The main metallogenic features of Finland. Geol. Survey of Finland, Bull. 265.
- K u n d e N., 1963. The mineralogenetic provinces of Africa. Economic Geology, N 5.
- M i k k o l a A.K., 1971. Ore deposits of Finland as related to

the structure of the bedrock. Soc. Mining Geol. Japan, Spec. issue 3 (Proceedings IMA-IAGOD meetings 70).

Naldrett A.I., 1973. Nickel sulfide deposits - their classification and genesis, with special emphasis on deposits of volcanic association. Canad. Min. Met. Bull., vol. 66, N 739.

Ore deposits of the United States, 1968, New York.

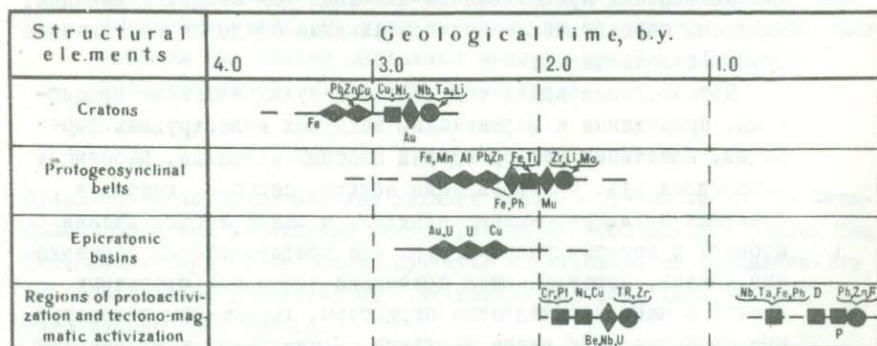
Smirnov V.I., Kazanski V.I., 1973. Ore-bearing tectonic structures of geosynclines and activated platforms in the territory of the USSR. Z. Deutsch. Geol. Ges., B. 124.

Viljoen R.P., Saager R., Viljoen M.J., 1969. Metallogenesis and ore control in the Steynsdorp Goldfield, Barberton Mountain Land, South Africa. Economic Geology, vol. 64, N 7.

Viljoen R.P., Saager R., Viljoen M.J., 1970. Some thoughts on the origin and processes responsible for the concentration of gold in the Early Precambrian of Southern Africa. Mineralium Deposita, vol. 5, N 2.

Wilson J.T., 1972. New insight into old shields. Tectonophysics, N 1-4.

DISTRIBUTION OF ORE FORMATION
BY THE MAIN STRUCTURAL ELEMENTS OF THE PRECAMBRIAN



ORE FORMATIONS:

- ◆ Sedimentary and volcanic-sedimentary
- ◇ Oratometamorphogenic
- Magmatic
- Postmagmatic

Г.А.Гросс (Канада)

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ КАНАДСКОГО ЩИТА

G.A.Gross (Canada)

METALLOGENETIC EVOLUTION OF THE CANADIAN SHIELD

Металлогенические процессы и связанные с ними геологические события на Канадском щите установлены для периода в 3000 млн. лет. Однако геологическая история этого периода еще полностью не выявлена, так как данных или каких-либо явных свидетельств о процессах или событиях, имевших место в течение длительных интервалов времени этого периода, не сохранилось.

Металлогения каждой геологической провинции Канадского щита рассматривается отдельно, так как некоторые весьма обширные регионы различного генезиса погрузились как литосферные плиты с различной последовательностью геологических событий в каждой из плит. В пределах щита выделяются следующие провинции: Верхнюю, Черчилль, Гренвиль, Слейв, Бир, Нутак и Южную. Однако корреляции геологических событий между отдельными провинциями все еще весьма проблематичны. В работе рассмотрены основные особенности металлогении, а также процессы образования месторождений полезных ископаемых промышленного значения для каждой провинции, отмечены специфические факторы влияния среды на образование рудных концентраций.

Металлогения архея определяется вулканическими процессами, приведшими к образованию обширных железорудных формаций, пластовых месторождений цветных металлов, массивных сульфидных руд, месторождений золота, серебра, никеля в основных и ультраосновных породах, а также месторождений асбеста и неметаллических руд. Для протерозойских образований впадин, перекрывающих архейские толщи или собранных вместе с ними в складчатые структуры, характерны железорудные формации типа озера Верхнего, ураноносные конгломераты и другие месторождения вулканогенного происхождения. Интрузивные комплексы основного состава района Седбери и озера Томпсон содержат значительные концентрации никеля, меди, железа и драгоценных металлов.

Для провинции Гренвиль, с довольно сложной геологической историей, характерно наибольшее разнообразие месторождений и рудопроявлений металлов и неметаллов среди всех

регионов щита. Широко распространенные в этой провинции наиболее значительные по размерам интрузивные массивы анокситов и габбро содержат заметные концентрации железа, титана и ванадия.

Провинция Черчилль во многом сходна с провинцией озера Верхнего; она также характеризуется преобладанием вулкано-генных месторождений полезных ископаемых. Некоторые из интрузивных пород кислого состава имеют определенное генетическое значение для образования месторождений радиоактивных руд.

Комплексы кольцевых даек щелочного состава с разнообразным содержанием месторождений и рудопроявлений металлов и редкоземельных элементов представляют собой последнюю стадию металлогенеза в провинции Верхней. Исследования последних лет показывают, что разнообразные типы месторождений полезных ископаемых связаны с эволюцией вулканических поясов. Сюда относятся железорудные формации с сульфидными фациями, месторождения сульфидов массивной и пластевой форм, сульфидные месторождения никеля в основных и ультраосновных породах, месторождения золота и меди в интрузивах гранитов, а также месторождения неметаллов в ультраосновных породах. Закономерности распространения тектонически мобильных вулканических поясов контролируются главнейшими глубинными разломами земной коры, связанными с глобальными оротеническими движениями.

Metallogenic processes and related geological events in the Canadian Shield are identified over a period of 3000 million years. The geological history is incomplete with no evidence or documentation of events being preserved or discernible for long intervals of time during that period.

The metallogeny of each geological province of the Shield is considered separately recognizing that some broad regions of diverse origin have merged as crustal plates with distinctive sequences of events recorded in each unit. Provinces of the Shield are the Superior, Churchill, Grenville, Slave, Bear, Nutak and Southern. Correlations of geological events between provinces are still tenuous or problematical. The main metallogenic features and processes giving rise to mineral deposits of significance in

each provinces are reviewed, with consideration of special environmental factors that may have influenced mineral concentration.

Archean metallogeny is dominated by volcanogenic processes that gave rise to extensive development of iron-formations, stratiform base metal deposits, massive sulphides, gold and silver, nickel in basic and ultrabasic rocks and asbestos and non-metallic deposits. The basins of Proterozoic rocks overlying or infolded in the Archean, are characterized by Lake Superior type iron-formations, uranium bearing conglomerates and other deposits of volcanogenic derivation in this period. The basic intrusive complexes of Sudbury and Thompson Lake, bear outstanding concentrations of nickel, copper, ferrous and precious metals.

The Grenville Province with its complex geological history has the greatest variety of metallic and non-metallic mineral occurrences in the Shield. The most extensive intrusive masses of anorthosite and gabbro known anywhere occur in this province and contain large concentrations of iron, titanium and vanadium.

The Churchill province has many features similar to those in the Superior province with a predominance of volcanogenic mineral occurrences. Some of the acid intrusive rocks are of genetic significance in the formation of radioactive mineral deposits.

Alkaline ring dyke complexes with a variety of metallic and rare earth minerals are a late stage metallogenic event in the Superior Province.

Volcanogenic processes were a dominating feature in the metallogenic evolution of major areas of the Shield. Work of recent years demonstrates that a variety of types of mineral deposits including iron-formations with sulphide facies, stratiform and massive sulphide deposits, nickel sulphides in basic and ultrabasic rocks, gold deposits, copper in granitic intrusions, as well as ultramafic rocks with non-metallic mineral resources are all related to the evolution of volcanic belts. The distribution of the tectonically mobile volcanic belts appears to have been controlled by major deep seated fracture patterns of the earth's crust that relate to global orogenic systems.

Three billion years (3,000 million) of the earth's 4 to 5 billion years of geological history is discernible from evidence available, but there are major gaps in the record. Much of the geological record is obscure and the dating of events is uncertain

because of erosion and metamorphism masking age relationships. The task of relating complex processes of mineral genesis in an adequate context of time and geological evolution is even more challenging and uncertain because of the obscure regional history.

It is doubtful whether any geological processes were actually unique in Precambrian time that are not operative in contemporary situations. Exceptions, of course, are mineral concentrating processes related to some environments at surface where geochemical processes are subject to the effects and activity of organisms and influenced by vegetation cover on land. The influence of atmospheric evolution on the development of Precambrian metalliferous sediments has not been satisfactorily determined. In view of evidence from contemporary metalliferous sediment deposition and from that in Paleozoic time, one may conclude that factors such as evolution of the atmosphere or the composition of ocean water have had only a modifying influence on the fundamental processes that give rise to significant mineral concentrations.

Evolution of the Canadian Shield is not a single sequence of geological events or processes, but the evolution of individual provinces has to be considered. Some geological provinces may be separate plate structures, but these have yet to be satisfactorily demonstrated and adequately defined. Other province boundaries may represent major faults and breaks with dislocation of parts of the same original cratonic area. There is no sequence of events common to all provinces of the Canadian Shield, although some of the major kinds of metallogenic processes and metallogenes are found in all provinces.

Sequences of geological events and processes leading to mineral concentration, recognized as distinctive genetic models or metallogenes, are directly related to the evolution and history of a single geological belt and its development in a particular period of time. Understanding of metallogenetic evolution is therefore closely dependent on and an integral part of regional geological evolution in each province of the Shield. Genetic models derived from the study of individual mineral deposits must be integrated and mineral concentration processes correlated with the history of sedimentary, igneous and tectonic evolution is derived from regional studies.

Provinces of the Canadian Shield are the Superior, Churchill, Slave, Bear, Grenville, Nutak and Southern. They are distinguished by serpentinization processes. Each volcanic belt with related metallogenetic processes has evolved separately and has a distinctive

geological history. Direct correlation of rock groups between greenstone belts has not been possible. The isotopic age dates throughout the province are all within one broad age category representing widespread metamorphic overprinting in the region. The relative ages of different volcanic belts and hence metallogenetic epochs within them are of local significance.

The Churchill province encircles Hudson Bay on the west, north and east and extends over Baffin Island, the Ungava Region of Quebec and part of Labrador. The isotopic ages of the rocks range from 2,200 to 1,400 m.y. Its boundary with the Superior province on the west is marked by a well defined tectonic belt with basic intrusive rocks that contain the Thompson group of nickel-sulphide deposits.

Other boundaries are marked by unconformities with younger rocks and structural disconformities along tectonically mobile belts.

The early part of the metallogenetic evolution and geological history of the Churchill province is closely analagous to that described for the Superior province with belts of volcanic rocks and sediments infolded or faulted in a granitoid craton or massif. The relative ages of sedimentation and volcanic deposition between greenstone belts is not defined. Dolomitic rocks and quartzitic sediments are more prevalent among the volcanic sedimentary rock groups, suggesting intermediate to deep shelf marine depositional environments. The age of deposition is believed to be younger than that in the greenstone belts of the Superior province.

Prominent features of outstanding importance in the Churchill province are the belts of continental shelf sediments and volcanic arcs of Proterozoic time in which sedimentation ranges from about 2,000 to 1,800 m.y. which contain extensive distribution of Lake Superior type iron-formation. These include the Labrador geosyncline, the Cape Smith-Wakeham Bay belt, the Nastapoka, Belcher Islands and Sutton Lake belts, and the Mistassini-Albanel Lake belt, all of which are considered to be correlative in time of deposition. These belts are also believed to be of an age similar to that of the Gunflint iron range in Canada and the iron ranges of the Lake Superior district in the United States. Characteristically in the Labrador geosyncline the sequence of iron-formation rocks is deposited with a continental shelf group of rocks consisting of dolomite, chert breccias, quartzites, carbonaceous shales, and argillaceous mudstones and turbidites. A prominent accumulation of basic and intermediate volcanic rocks synchronous in part with the iron-formation deposition is found offshore and in deeper water environ-

ment in the middle and eastern part of the Labrador trough. These are intruded by gabbroic dykes and sills and ultramafic intrusives along the eastern side of the belt. The eastern margin of the Labrador geosyncline is marked by prominent structural disconformity and an increase in metamorphism. Volcanic and ultramafic rocks are prevalent in the Cape Smith belt and volcanic rocks are prevalent with the iron-formation sequence on the Belcher Islands. The iron-formations are the dominant metallogenetic feature in all of these Proterozoic rock belts with iron ore deposits developed in both the low and highrank metamorphosed parts of the iron-formations. Secondary enrichment of iron, leaching of silica and oxidation of iron minerals was imposed in the iron-formations in Mesozoic time in the Central part of Labrador belt. The volcanic rocks in this area contain copper and base metal sulphide deposits, nickel sulphides in the basic intrusive rocks and asbestos in the serpentinized ultrabasic intrusives of the Cape Smith belt.

Other prominent occurrences of Proterozoic rocks occur in the Northwestern part of the Churchill province. They consist mainly of sandstones which are less deformed and their metallogenetic significance is not adequately understood. Nickel and copper sulphide deposits occur in the southwestern margin of the Churchill province in highly metamorphosed gneissic rocks as well as in the volcanic rocks. Uranium and uranium-silver occurrences in this southwestern area are associated with some of the younger rhyolitic extrusive and granitic intrusive rocks.

The Bear and Slave provinces have belts of volcanic and sedimentary rocks in gneissic terrain that are comparable in many ways in their geological setting with those of the adjacent Churchill province. Veins of gold in volcanic rocks and silver copper bismuth occurrences are types of mineral deposits in these provinces.

The Grenville province in Canada forms a distinctive orogenic belt extending from Lake Huron and Lake Ontario to the Labrador coast. It has prominent lineal structural dislocation along its southeast border. The Grenville front along its northwest border has metamorphic demarcation with the Southern, the Superior, Churchill and Nutak provinces of the Shield. Orogenic and tectonic features of the Grenville province range in age from 1,200 to about 800 m.y. and involve rocks of the adjacent provinces on the northwest as well as a number of groups of rocks that are distinctive in the Grenville belt.

Rocks of the Kaniapiskau supergroup of the Labrador geosyncli-

ne, containing the Lake Superior type iron-formations, extend southwestward into the Grenville province where they have been involved in three stages of folding and structural deformation and were raised to the amphibolite rank of metamorphism in later stages of the Grenville orogeny. The quartzites, dolomites, iron-formation, granitic gneisses and schists correlated with the Labrador geosyncline sequence of rocks form isolated structural segments in the Grenville terrain. The intense folding and recrystallization of these iron-formations is of special metallogenetic significance in producing large iron ore deposits that are easily beneficiated to give high quality iron ore concentrates. These are the only sedimentary iron-formations of economic significance in the Grenville province. Other iron-formations that occur in the southwest of the province appear to be of Algoma type and environmental affinity and have local metallogenetic significance as indicators of base metal, sulphide and gold deposits in associated groups of rocks.

The Grenville province is characterized by a great variety of different types of mineral occurrences. It has the most complex metallogeny of the Canadian Shield which gives rise to both metallic and non-metallic mineral deposits. The large anorthosite and gabbroic anorthosite intrusive masses of the Grenville province form the most extensive occurrences of these rocks in the world. They were emplaced during the early stages of Grenville orogenic development with approximate ages of 1,000 m.y. Complex ilmenite and magnetite deposits bearing titanium and vanadium are closely associated with the anorthosite and anorthosite-gabbro masses. Some of these titanium-iron deposits are syngenetic in the anorthosites and gabbros, while others were intruded in the late stages of the anorthosite epoch. The anorthosites are more prevalent in the southeast part of the province. Titanium rich deposits in the form of ilmenite masses are more common in intrusives and are larger in size near the southeast border in its eastern parts, with titaniferous magnetites and gabbros being predominant to the north and southwest. Smaller more alkaline rich intrusives form a late stage phase of the anorthosite-gabbro differentiation processes.

The southwest part of the Grenville province is the most complex geologically and metallogenetically. Groups of highly metamorphosed sedimentary rocks include marble, amphibolite and granitic gneisses that represent shelf type sedimentary sequences, and closely associated with these rocks are amphibolites derived from both extrusive volcanic rocks and basic dykes and sills. Small contact metasomatic type magnetite deposits are evidently distributed in

this southwest part of the province and are related to granitic intrusions and have a close affinity to amphibolite host rocks. The variety of granitic and alkaline intrusive rocks cannot be adequately described in this review context. Nepheline syenite intrusions are of special significance. Uranium deposits are associated with other granite intrusions and gneissic rocks. Important granite pegmatite occurrences are hosts for a variety of deposits of economic significance that include mica, feldspar, beryl, lithium minerals, etc. Talc and magnesite are mined in the region and zinc copper sulphides and gold occur in some of the amphibolite rocks. Lead bearing veins are common, some of which may have been formed in a post Precambrian time, as are the barite, celestite and fluorite deposits. Other deposits of significance in Grenville rocks are the apatite, graphite, kaolin, vermiculite, corundum and silica deposits. Alkaline intrusive masses bearing niobium and tantalum are post Precambrian in age and emplaced in Grenville rocks.

The variety of metallogenetic models in the Grenville related to local complex stratigraphic, tectonic and intrusive events emphasizes the importance of relating metallogenetic processes to regional stratigraphic-tectonic evolution. Although a number of sedimentary groups extend from the northern provinces and are deformed in later stages of the Grenville orogeny, they do not preclude the possibility that the earlier rocks of the Grenville belt were transported in a plate structure that has overridden parts of the cratonic massives of the Superior and Churchill provinces. Metallogenetic evolution in the Grenville province, therefore, had a distinctive and independent development within the context of this orogenic belt.

The Nutak province has many features in common with the northeast Grenville geology but it is defined mainly on structural and stratigraphic criterion and may be a plate structure.

The Southern province extends along the north shore of Lake Huron and Lake Superior in Canada and into the Lake Superior district of the United States. It has two predominant groups of rocks, the Animikie and Huronian, and is divided into three subprovinces - the Penokean Fold Belt, Port Arthur Homocline, and Lake Superior Basin. Several ages of basic and acidic intrusives occur in the province. Isotope dating ranges from 2,300 m.y. to 1,000 m.y. with tectonic and metamorphic events being most active between 1,700 and 1,600 m.y., which coincides with the Hudsonian orogeny of the Churchill province and extends to about the middle of the Grenville orogeny about 900 m.y. ago.

The Southern province has four outstanding metallogenetic

classical interest - the Sudbury irruptive complex with nickel, copper and precious metal deposits, the Elliot Lake group of rocks with extensive beds of uranium bearing conglomerate, the Lake Superior type iron-formations in the Animikie group of rocks including the Gunflint iron-formation in Canada and various iron ranges of the Lake Superior District in United States, and the silver bearing vein deposits in the Cobalt Series rocks with associated nickel, cobalt, copper, arsenic and bismuth minerals. There are various other copper and silver vein deposits in the province and nickel-copper sulphide occurrences in gabbro sills and dykes.

A satisfactory account in detail of metallogenetic evolution in each province of the Shield cannot be elaborated in this short paper. Some discussion of the most important genetic mineral models that have significance in several provinces follows.

Genetic models for different types of mineral deposits relate a number of major geological processes or phenomena. The following are of greatest significance in the Canadian Shield and include the most common metallogenes and their general geological affinities.

- The great variety of volcanogenic mineral deposits developed at various stages during the evolution of a volcanic arc or belt of rocks. Prominent in this volcanic setting are the stratiform sedimentary deposits including iron-formations and sulphide deposits with related gold bearing facies.
- Syngenetic and epigenetic deposits developed as part of layered and differentiated mafic and ultramafic intrusive complexes. Examples of one group of this general category are the Sudbury nickel eruptive and the Muskox complex.
- Another group of this category includes the anorthosite and anorthositic-gabbro intrusions with different and distinctive types of mineral deposits.
- Various genetic models of deposits associated with granite intrusives, including syngenetic differentiates, pegmatites, contact metasomatic deposits, skarn and greisen zones.
- Carbonatite and alkaline ring dyke complexes.
- Veins and stockworks and replacement deposits in fault and structural dislocation zones, including mineral concentrations derived by lateral secretion or emanation from deep seated magmatic sources.
- Syngenetic sedimentary accumulations such as the uranium bearing conglomerates, various ancient placer deposits.
- Syngenetic sedimentary deposits with special accumulations of

elements as, for example, lead and zinc in carbonate and dolomitic rocks, black shales.

Steady progress has been made in recent years in defining and understanding all of these major metallogenesis and in genetic modeling of related deposits in the Canadian Shield. Probably the greatest advancement has been made in understanding volcanogenic deposits and appreciation of their significance has had profound impact in successful mineral exploration and discovery. Study of the contrasting depositional environments for origin of iron rich sediments demonstrated that the Algoma type could only be satisfactorily explained by volcanogenic process. The implication of these genetic concepts led to the realization that most other mineral deposits in the volcanic belts were directly related genetically to the volcanic processes that produced the iron-formations and the sequence of volcanic rocks. The belts of volcanic rocks in the Precambrian have had long complex histories involving igneous, tectonic, sedimentary, and a wide range of volcanic processes that led to mineral concentration at various stages during their evolution.

The belts of volcanic rocks in the Precambrian are developed along deep seated linear structural breaks in the crust. They are believed to be related to world-wide patterns of tectonic and orogenic disturbance analogous to tectonic systems along which volcanic arcs are developing today. Environment for tectonic-volcanic development obviously varied in the Precambrian as it does today, with volcanism being a part of the development of rift systems, which in turn are in active evolution along ocean ridges or transecting continental shelves, stable crust or continental plates. Volcanism developed along narrow structural breaks as well as in broader mobile belts. Volcanism during Proterozoic time in the Canadian Shield developed along narrow linear belts at the edges of cratonic areas of the crust. These belts are bounded by continental shelf and shallow basins of deposition adjacent to the cratons and by major zones of structural dislocation on the opposite side of the volcanic belt. In the Superior province most of the volcanism seems to have taken place along broader structural troughs and grabens with volcanic centers and necks identified in a more random than linear distribution within the belts. Depth of water in the marine environment of the troughs during deposition of the volcanics varied considerably from belt to belt and apparently within a single broad volcanic belt as shown from the variation in sedimenta-

tion features of greywacke, turbidites and clastic sediments accumulated with the volcanic rocks.

Sediments associated with volcanic rocks in the Churchill province suggest that a deeper continental shelf facies of rocks may be more prevalent in its volcanic belts. All volcanic belts throughout the Shield, regardless of age and distinctive petrological types developed in them, appear to represent a wide range of tectonic and depositional environments. This has important implications in the problem of provenance of the iron and silica and other metals in the banded iron-formations and related sulphide deposits. The Algoma type iron-formations of the Superior province are undoubtedly of volcanogenic derivation and intimately distributed with volcanic rocks and identified in many cases with volcanic centers. Iron-formations of the Churchill province of Algoma type have some continental shelf characteristics in their depositional environment. Iron-formations of Lake Superior type deposited in stable restricted basins on continental shelves may have the iron contributed from volcanogenic sources along the fault zones in the offshore areas. Precipitation of the iron and silica took place in the shallow oxygenated basin areas on the shelf with deposition further away from volcanic centers or fumarole areas than that in the Algoma type environment. Higher acidity in the sea water with a reducing environment, as postulated during atmospheric evolution, and lower content of oxygen in the oceans during the early Precambrian would have been conducive for transportation of iron from the volcanic source areas to the shelf area of deposition. Modern examples of iron deposition that have been located in recent years and that are closely analogous to iron-formation deposition of the Precambrian are associated with volcanic activity along ocean ridges or along rift systems such as that of the Red Sea. The problem of metallogenetic evolution of iron-formation and other deposits of volcanogenic derivation becomes one of defining the environment of deposition and the kind of volcanic evolution that is characteristic of a belt.

The iron-formations are the most widespread and largest of the different types of volcanogenic mineral deposits. They have no specific place in the rock sequence in a volcanic pile and may be part of different cycles of volcanic differentiation in an area. The actual period of iron deposition in relation to a stage of volcanic rock deposition is usually difficult to define as iron precipitation is spread over a broad area of the sea floor overlapping volcanic and sedimentary rocks representative of a wide range of time in the volcanic history. The various sedimentary facies of

chemically precipitated iron-formation ranging from sulphide, carbonate, oxide or mixed chemical and clastic facies are not always deposited in sequential distribution in relation to volcanic centers or with respect to basin configuration and its chorelines. Prediction of facies distribution is a separate problem in each basin. Deposition of sulphides of iron, copper, zinc, and associated gold and silver may take place in the volcanic necks and close to extrusive centers where massive replacement sulphide deposits are developed with some of them in fissures or faults related to the volcanic feeder zones. Sulphide breccias occur near some centers of volcanism. Volcanic exhalations that discharge into the basin contribute to the sedimentary stratiform deposits in the volcanic pile. Iron-formation and base metal sulphide facies seem to be more closely related to the fumarolic stages of acidic volcanism. These are more easily identified than centers discharging andesitic lava. The development of iron-formations in belts of andesitic and sedimentary rock suggests that iron rich - base metal poor chemical sediments may well develop during stages of more basic volcanism.

Gold deposits associated with volcanogenic mineral deposits and extrusive rocks are highly varied in their type and genesis. The empirical association of gold deposits and iron-formation has been recognized in many parts of the world and for many years. An adequate genetic explanation of the relationship is still needed. Gold and silver are present with the sulphide minerals in the stratiform base metal sulphide deposits in very substantial quantities. Gold is also distributed in some carbonate rich facies of iron-formation and in a variety of iron poor carbonate and chert facies and various siliceous clastic or carbonaceous facies. It appears in such cases to be chemically precipitated with the siliceous sediment. Gold is also distributed in many of the quartz porphyry intrusive rocks or their rhyolitic equivalents in the volcanic pile. These deposits appear to be developed syngenetically with one part or another of the volcanogenic processes. The native gold, gold in pyrite, arsenopyrite or tellurides in quartz veins related to later fracturing and structural deformation would appear to be gold that has been remobilized from the syngenetic sources and deposited in veins under structural control.

Another product of volcanogenic processes has been the concentration of nickel and copper sulphides in ultramafic lavas or shallow intrusives in volcanic belts. Ultramafic intrusions are a late stage in the history of the volcanic belts, and with serpentiniza-

tion and metamorphism become common hosts for asbestos, talc or pyrophyllite.

The metallogenetic significance of the volcanic belts with their wide variety of genetic models for mineral concentration is indicated in this discussion of a few major types of mineral deposits. Much more needs to be understood about fundamental factors which give rise to volcanism and its associated volcanogenic processes and what factors control the nature and timing of volcanic emanations in relation to other volcanic extrusive processes. Highly instructive guidelines and understanding of these problems are being provided through the study of recent and contemporary volcanic activity and mineral concentration processes related to them.

Metallogenetic evolution in the Canadian Shield has followed geological evolution very closely with each province having distinctive genetic models for the variety of types of mineral deposits developed in the context of its regional geology. Metallogenetic studies necessarily have to integrate knowledge of regional geological evolution with the complex sequence of events and conditions that led to mineral concentration, in the metallogenes or mineral deposits. Exceptional advances have been made in studying the Canadian Shield and in developing an understanding of regional models that define geological evolution of a district and the specific events and processes involved in evolution of metallogenes or mineral deposits. Integration of regional data with that of the metallogenes unfortunately has not advanced to a satisfactory standard required for good appreciation of metallogenetic evolution and to enable the most useful application of metallogenetic models and concepts in the discovery, evaluation and development of mineral resources. Much more specific and comprehensive documentation of the genetic models of mineral deposits is required for use in conjunction with the geological framework of regional geology. More detailed and specific descriptive data for mineral deposits and their genetic models is of more significance now than emphasis on genetic and conceptual theory. An adequate basis of empirical data on specific types of mineral deposits or metallogenes can provide genetic concepts and a realistic appreciation of the mineral deposit model in its proper space and time framework.

Volcanogenic processes are a predominant feature in the metallogenetic evolution of all Precambrian Shield areas. Although we may have been slow in recognizing their significance, we have the benefit of new data from extensive study of contemporary volcanism,

world wide tectonic activity and the geology of the ocean basins and ridges to discipline and refine our concepts of metallogenetic evolution in Precambrian terrains. More extensive and precise use of metallogenetic concepts is urgently required to provide an adequate scientific basis for prognostication and evaluation of mineral resources throughout the world.

REFERENCES

- G r o s s G.A., 1970. Geology and economic minerals of Canada; Economic Geology Report N 1; Geological Survey of Canada.
- G r o s s G.A., 1965. Geology of iron deposits in Canada; vol. I General Geology and Evaluation of Iron Deposits.
- G r o s s G.A., 1967. Geology of iron deposits in Canada; vol. II Iron Deposits in the Appalachian and Grenville Regions of Canada.
- G r o s s G.A., 1968. Geology of iron deposits in Canada; vol. III Iron Ranges of the Labrador Geosyncline; Econ. Geol. Rept. N°22; Geological Survey of Canada.
- G r o s s G.A., 1968. Survey of world iron ore resources; Occurrence and Appraisal; United Nations, New York, 1970.
- G r o s s G.A., 1970. Genesis of Precambrian iron and manganese deposits; Proceedings of the Kiev Symposium; 20-25 August, 1970.
- G r o s s G.A., 1973. Precambrian iron-formations of the world; Economic Geology, Vol. 68, N 7, November 1973.
- G r o s s G.A., 1974. Principal mineral areas of Canada, Map 900A, 24th Edition, 1974.
- G r o s s G.A., 1959. Metallogenic map, Iron of Canada; Geological Survey of Canada, Map 1045-A-MR.

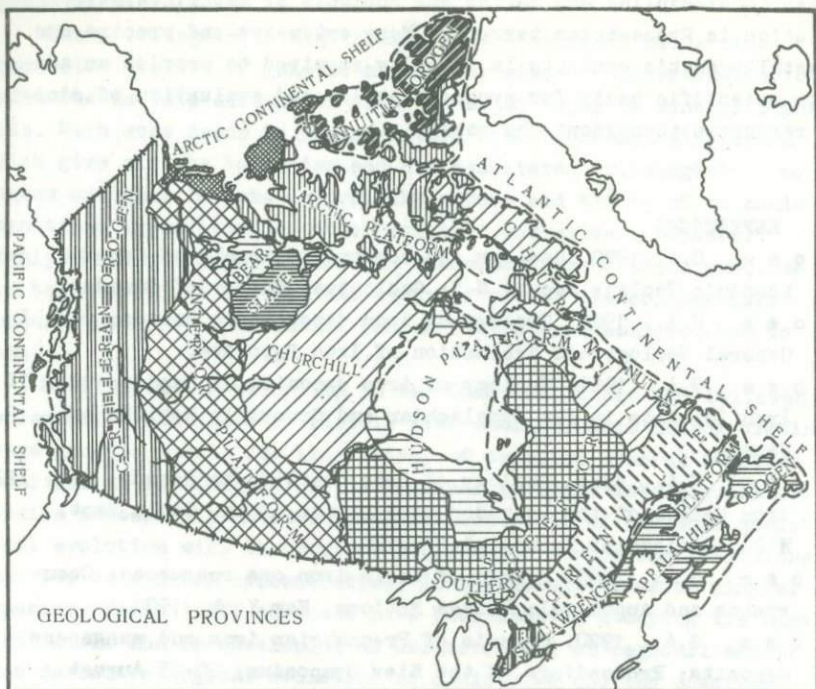
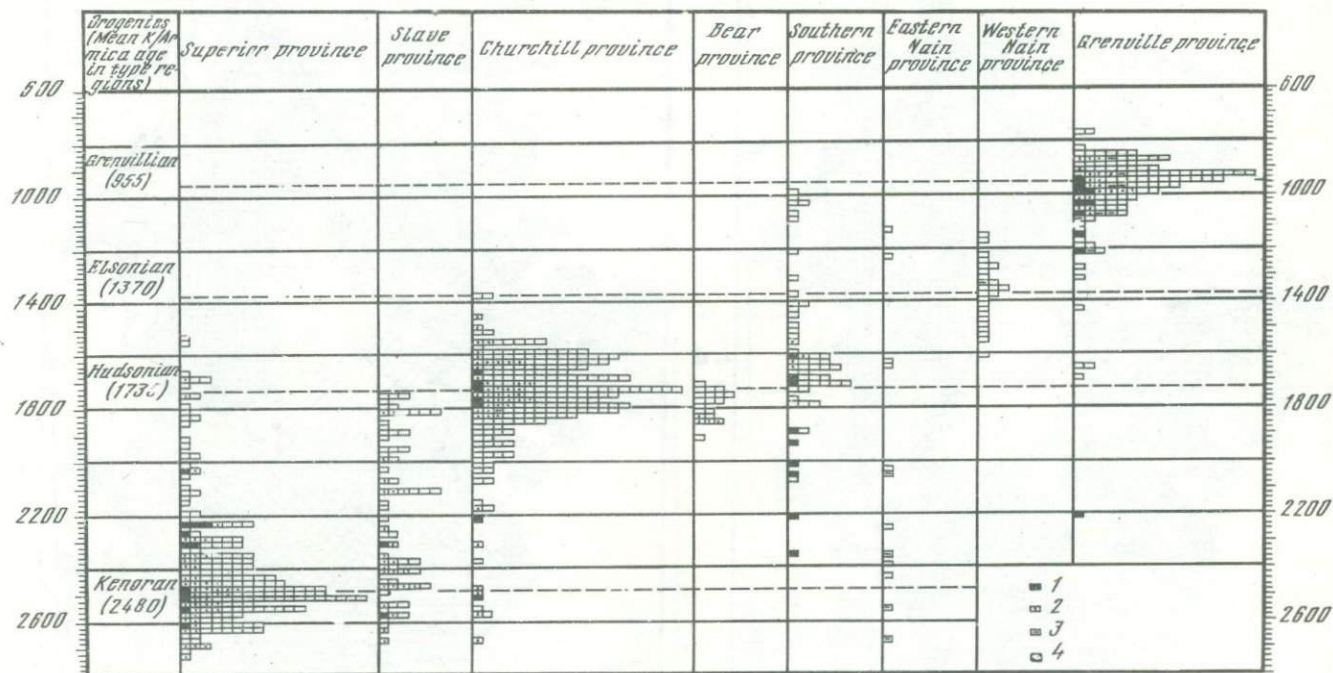


Fig.1

Fig.2. Histogram of K-Ar and Rb-Sr dates and derived mean K-Ar ages of orogenies of the Canadian Shield (by C.H.Stockwell)

Rb-Sr ages on sediments, volcanics and orogenic intrusions: 1 - denotes one determination, whole rock isochron (Rb constant 1.47); K-Ar ages on orogenic minerals: 2 - denotes one determination, muscovite; 3 - denotes one determination, hornblende; 4 - denotes one determination, biotite



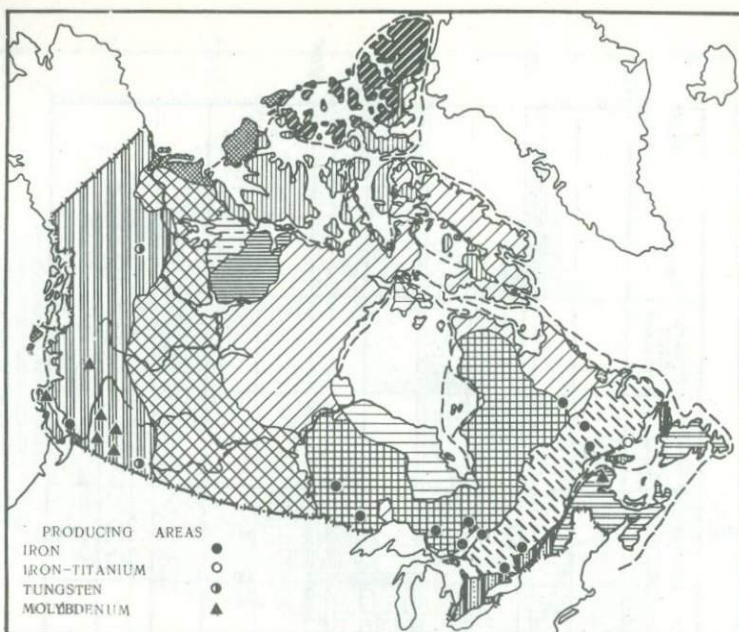


Fig. 4

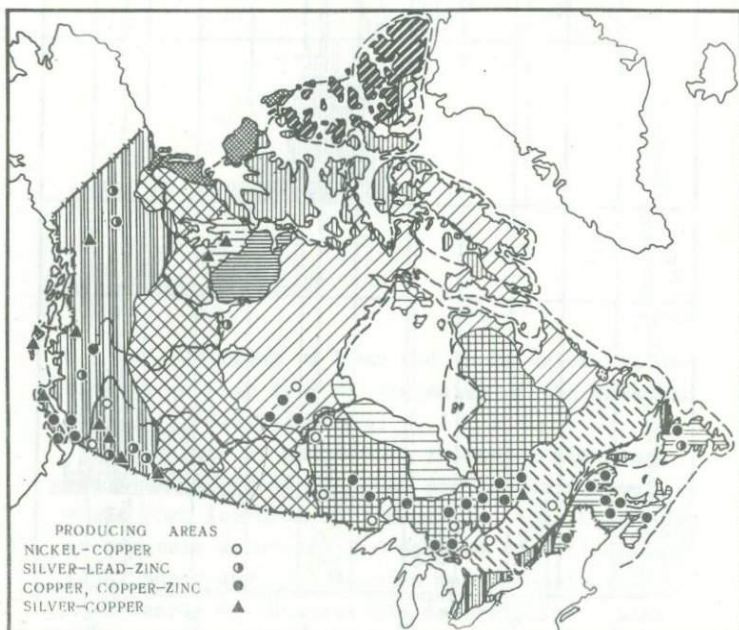


Fig. 5

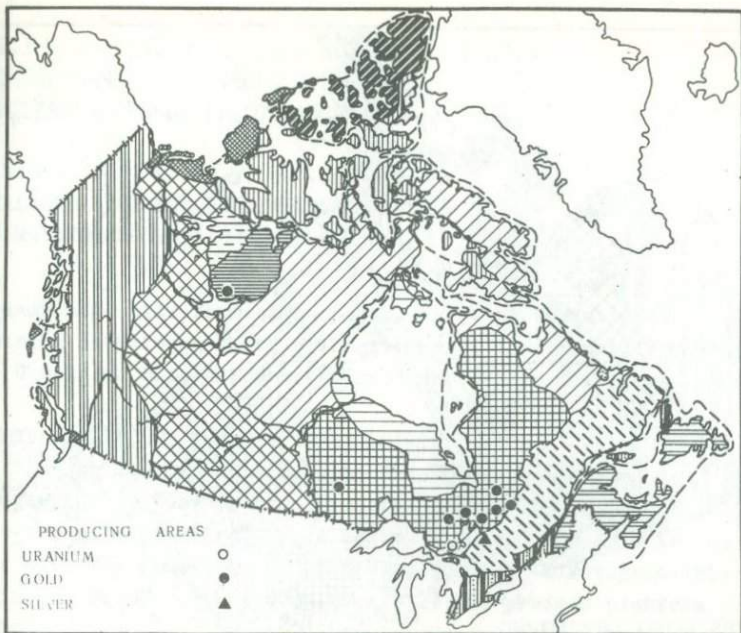


Fig. 6

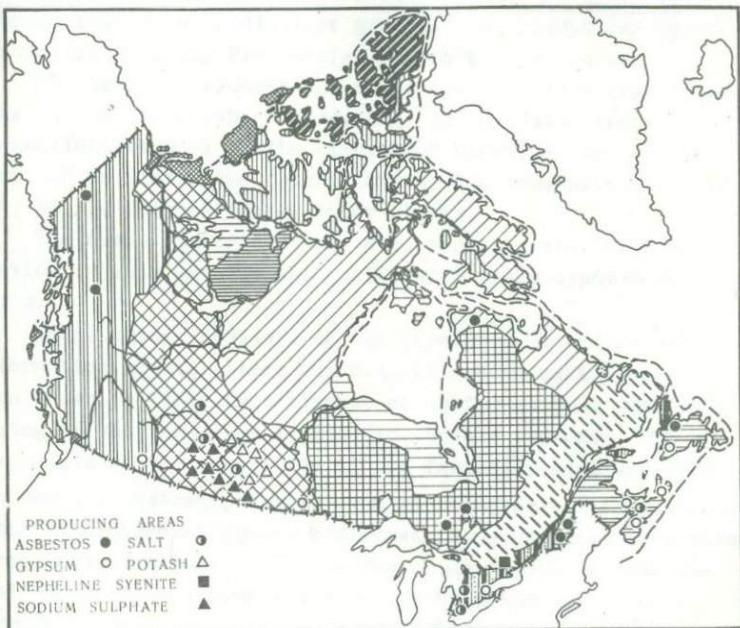


Fig. 7

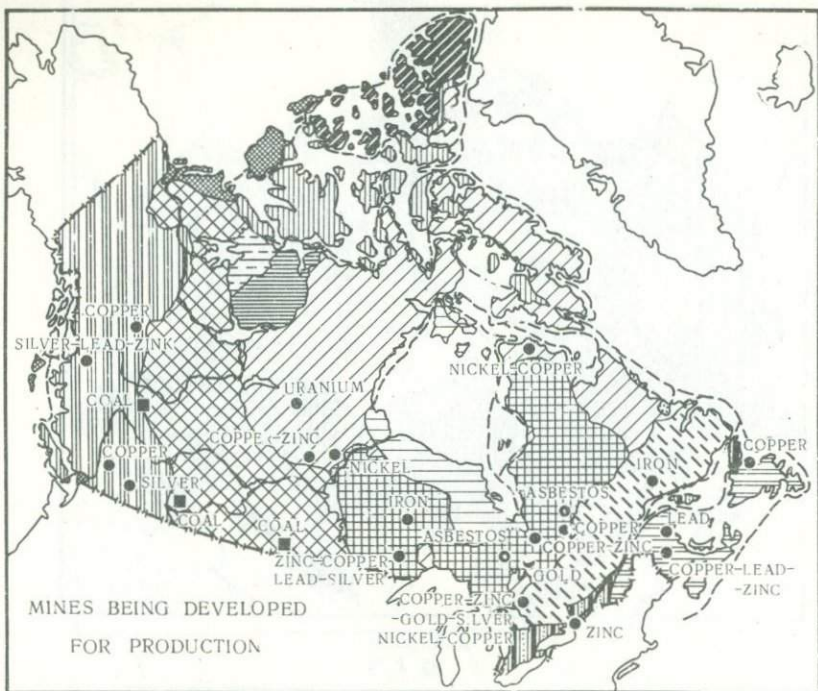


Fig. 8

Я.Н.Белевцев, Г.И.Калыев (СССР)
МЕТАЛЛОГЕНИЯ УКРАИНСКОГО ЩИТА
И МЕТАМОРФОГЕННОЕ РУДОБРАЗОВАНИЕ

Ya.N.Bel'evtsev, G.I.Kalyaev (USSR)
METALLOGENY OF THE UKRAINIAN SHIELD
AND METAMORPHOGENETIC ORE FORMATION

Metamorphogenetic formation of ores is characteristic of Precambrian metallogeny. The present report covers metallogeny of the Ukrainian Shield and metamorphogenetic ore formation.

A. METALLOGENY OF THE UKRAINIAN SHIELD

The Precambrian of the Ukrainian Shield can be divided into two periods: 1) the protogeosynclinal period (from 3500 to 1900 ± 100 million years) which begins with spilite-dabase and ends with the formation of potassium granite (Kirovograd-Zhitomir and Dnieper-Tokov complexes); 2) the present platform period.

The following tectonic elements of the primary order can be distinguished within the Ukrainian Shield: 1) Early Precambrian regions with distinct geosynclinal conditions (protogeosynclinal): Early Precambrian protoplatform blocks.

The tectonic elements of the secondary order are: 1) geosyncline of the Bolshoy Krivoy Rog; 2) the Belotserkov-Odessa geosynclinal branch; 3) the Kirovograd block; 4) the Pri-Asov block, which limits the Bolshoy Krivoy Rog geosyncline in the East; 5) the Volyno-Podolsk minor blocks.

The above listed tectonic structures govern the classification of main metallogenic units with their typomorphic metals.

Metallogenic analysis of the Ukrainian Shield is based on formation ground. Large taxonomical groups make formation types which in their turn consist of subformations. Sematic meaning of the formation is genetic, namely tectonic. The paragenesis of the components of the formation type was taken into account. Metamorphism as much as possible was eliminated in the highly metamorphosed complexes. By geological formation of the Early Precambrian of the Ukrainian Shield we mean natural association (paragenesis) of rocks being formed at a certain stage of geosynclinal cycle. Formations make regular series members of which appear in sequence.

The formations under treatment make two megaseries:

1) metamorphosed and effusive-magmatic formations which consist of metamorphosed diabase-spelite, quartz-keratophyre, jaspilite, upper and lower terrigene, laggon and molassa type rocks as well as their gneiss; 2) intrusive magmatic and ultrametamorphic formations represented by ultrabasite and granulite facies, granitoids, small intrusions etc.

The stages of evolution and tectonic setting of intrusive-magmatic formations are distinguished within regions of geosynclinal cycle. Early geosyncline, orogenic, late orogenic and post-orogenic formations are specified. Platform period of evolution is divided into mobile and stable stages characterized by rapakiwi formation with anorthosite subformation, alkaline granitoid formations and subformations dyke formations and those of small granitoids and effusive-magmatic formations of Ovruch series.

METALLOGENIC EPOCHS

The evolution of basement and sedimentary cover falls into Archean, Archean-Lower Proterozoic, Lower Proterozoic, Middle-Upper Proterozoic and Riphean-Vend metallogenic epochs.

A r c h e a n e p o c h is characterized by wide distribution of iron ores, and nickel, cobalt, copper, gold mineralization. Formation of iron ore deposits is closely connected with accumulation of considerable amount of iron in the sedimentary-volcanogenic rocks (Dnieper, Konsko-Verkhovtsev and West Pri-Azov series) under conditions of Archean geosyncline. Favourable geological environments of iron accumulation was due to wide development of basic rocks (basalt, diabase, gabbro). This is confirmed by the wide occurrence of ultrabasic and basic rocks in the Archean of the Ukrainian Shield (diabase-spilite, ophiolite, ultrabasite). Terrigenous chert formations and subformations are closely bound to these rocks. A regular feature of Archean of the Ukrainian Shield is widespread occurrence of ophiolite rocks. The environment was favourable for the accumulation of iron, manganese cobalt chromium and copper which are typical basic rocks. Later processes of metamorphism and granitization resulted in redistribution and concentration of those elements. The Archean mineralization occurs mainly within the boundaries of the Bolshoy Kryvoy Rog (the Pri-Dnieper metallogenic region).

A r c h e a n - L o w e r P r o t e r o z o i c e p o c h is represented by Archean rocks complicated by Lower

Proterozoic orogeny. The formations of early geosynclinal stage (But, Ros-Tikich, Orekhovo-Pavlograd series) contain the following useful minerals: sillimanite, graphite, corundum - in terrigenous formation; ferruginous quartzite and skarn - in ferruginous chert formation; copper-nickel mineralization and chromite - ophiolite formation. The rocks of orogenic stage (charnockite, granite, migmatite, amphibolite and granulite facies) are characterized by rare metals. The ore mineralization of this epoch occurs in relict zones within the boundaries of old geosynclines - Belotserkov-Odessa and Orekhovo-Pavlograd, and is typical of the orogenic granitoids in the Podolsk and Pri-Azov regions.

Lower Proterozoic epochs is characterized by the most complete development of differentiated formations of preliminary orogenic and postorogenic stages (volcanogenic-terrigenous and terrigenous formations of Krivoy Rog, Teterev, Ingul and Ingulets series). In Lower Proterozoic a great bulk of iron was accumulated in jaspilite formation and numerous deposits of iron rich ores were formed. Gold, titanium, nickel, cobalt mineralization is common to this epoch. Graphite talc, magnesite are present. Granite and migmatite formations of orogenic stage containing rare metal pegmatites, copper, molybdenum, lead and zinc are also typical. Postorogenic stage was favourable for rare metal, copper, nickel, chromium mineralization (small intrusions of ultrabasic rocks). Ore mineralization being most common in the central part of the Ukrainian Shield (the Krivoy Rog zone and the Kirovograd block) also occurs all over the area.

Middle - Upper Proterozoic epoch coincides with the platform stage. Tectonic of the period is characterized by movement of the blocks which caused platform activation. Typical of this environment are rapakivi, anorthosite, alkali granitoid formations and subformations. Metasomatic rocks are of wide occurrence. Gabbro-anorthosite contains titanium and copper-nickel mineralization. Chamber pegmatites, fluorite, rare metals, molybdenum, tungsten, lead, zinc, apatite, disthen and topaz are characteristic of this epoch. Ore mineralization is most common within the Volyn and Pri-Azov protoplatform blocks.

Riphean - Vend (Baikal) epoch corresponds to stabilization of crystalline basement of the shield. Sedimentary cover was being formed mainly on the

shield slopes. The most considerable mineralization is connected to tectonomagmatic activation in the Volyn and Valdai time. Copper mineralization is confined to the rocks of trap type. Polymetallic and fluorite mineralization occurs in the terrigene subcontinental rocks in the South-Western part of the Shield (the Podolsk-tectonic zone). Near-shore terrigene sediments of the Baitic and Valdai series contain phosphorites.

METALLOGENIC ZONATION

The Ukrainian Shield is a metallogenic province. Metallogenic zonation is based on the structural control. Metallogenic regions being of isometrical form and metallogenic zones characterized by linear elongated form in the plan represent subzones of the first order in the province. Metallogenic subzones characterized by typomorphic metals represent further subdivisions. A brief description of the main metallogenic subdivisions is cited below.

The Volyn metallogenic region embraces the Volyn protoplatform block. The region is characterized by rare metal mineralization, ores of non-ferrous and ferrous metals as well as by fluorite, disthen, quartzites and chamber pegmatites.

The Podolsk metallogenic region includes South-Western margins of the Shield, where charnokite complex is developed.

Superstructural beds contain graphite and sillimanite mineralization. Weathering crust of early-orogenic ultrabasites is nickeliferous. Sulphide mineralization of the gabbroids of the Podolsk tectonic zone is represented by impregnations of pyrrhotite, pyrite, pentlandite, chalcopyrite with an increased content of nickel, cobalt, copper, zinc, lead, molybdenum, silver. Molybdenum mineralization tends to pegmatite and quartz veins of the Verkhny Bug and other faults. Fluorite, copper, molybdenum, nickel and tin are of wide occurrence in the Upper Proterozoic rocks of the Southern part of the region (the Podolsk zone).

The Kirovograd metallogenic region is centered in the Shield. The region is characterized by manifestation of rare metals, titanium, copper, lead, nickel, molybdenum and iron.

The Middle and Upper Proterozoic intensively folded and faulted beds are the most metal-bearing. Ore content of rocks in this stage is closely connected with the rapakiwi formation and with development of magmatic (ilmenite, gabbro) and metasomatic rocks, leucocratic syenite, granosyenite.

The Dnieper metallogenic region makes the central elevated part of the Bolshoy Krivoy Rog and includes the following metallogenic subzones: Alexandrov (molybdenum, tungsten, nickel), Visokopolsk (aluminium, nickel, iron, copper, molybdenum), Sura (nickel, iron, talc, magnesite), Konsko-Belozersk (iron, nickel, molybdenum, talc, magnesite), Devladovo (nickeliferous ultrabasite).

The Pri-Azov metallogenic region of the marginal South-Eastern part of the Shield is characterized by wide development of pegmatites, rare metal, polymetallic and iron mineralization.

Alongside with the above mentioned regions such zones as Belotserkov - Odessa, Krivoy Rog-Kremenchug and Orekhovo-Pavlograd are distinguished.

The Belotserkov - Odessa metallogenic zone. Numerous mineralizing zones of sillimanite and graphite occur in the gneiss of the Central Bug area. Iron quartzites and iron ore manifestation in skarnoids are also common. The significant minerals are found in ultrabasites of early orogenic stage. Deposits of silicate nickel in association with cobalt, lenses of chromite in the serpentine rocks,

In places the rocks contain mineralization of galenite, sphalerite, pentlandite, pyrrhotite, chalcopyrite, covellite, scheelite, molybdenite.

The zones of potassic metasomatism contain corundum.

The Krivoy Rog - Kremenchug metallogenic zone is a foredeep trough of the Bolshoy Krivoy Rog geosyncline. The zone consists of the inner and outer parts, i.e. the Krivoy Rog - Kremenchug and the Ingulets subzones. Besides iron ore deposits the Krivoy Rog zone is characterized by ore shows of copper, nickel, cobalt, arsenic, lead, molybdenum, apatite and amphibole-asbestos.

Low-grade iron ores as well as copper mineralization and deposits of graphite mainly occur in the Ingulets metallogenic

subzone which is characterized by the ore manifestation of nickel, cobalt, zinc, silver.

The Orekhovo - Pavlograd metallogenic zone mainly contains iron ore deposits and ore shows of copper, molybdenum, nickel, cobalt, titanium and fluorite.

B. METAMORPHOGENETIC ORE FORMATION

Most of ore deposits of the shields and platform basement are formed due to metamorphism and ultrametamorphism of volcanogenic and sedimentary rocks. By metamorphogenetic ore deposits are meant primary (sedimentary or volcanogenic) concentration of metals in the rocks which underwent metamorphism (recrystallization) as well as new concentrations of metals formed by metamorphic differentiation of rocks under metamorphism or ultrametamorphism.

Due to our data volcanogenic and sedimentary rocks of the Precambrian contain from 0,12 to 0,34 % of metals before metamorphism. Primary concentration of metals was caused by intensive basic volcanism which lasted for a considerable period of time. Oxygen-free weathering was also favourable for concentration of metals in basins of sedimentation.

Under the conditions of increased metamorphism content of minor elements is gradually decreasing from greenschist through epidote-amphibole and amphibolite to granulite facies. Certain metals are concentrated in definite types of facies. In the zones of ultrametamorphism the loss of metals is still greater.

Metamorphogenetic deposits are classified into metamorphic (metamorphosed and metamorphic proper) and ultrametamorphic.

Metamorphosed deposits were formed under the conditions of progressive isochemical regional metamorphism in the sedimentary or volcanogenic primary metalliferous rocks. Ore formation involves solution and recrystallization of rocks affected by temperature and pressure with H_2O and CO_2 being mobile. Mineral paragenesis of the rocks and ores is related to the same metamorphic facies.

The metamorphic deposits proper were formed due to allochemical metamorphic differentiation of ore components. They migrated either within the boundaries of the facies under metamorphism or over a long distance beyond metamorphosed rocks.

Besides H_2O and CO_2 oreforming components were also mobile.

The formation of ultrametamorphic deposits was caused mainly by postgranitized solutions and fluids. Ultrametamorphic deposits involve ore-bearing granitoids and various diaphorites - albitite, listvenite, beresite etc.

Due to numerous data the temperature of ore formation ranges from 50-100°C to 600-750°C. High-temperature deposits are those of amphibolitic and granulitic facies. The metamorphic deposits proper and ultrametamorphic deposits were formed at temperature varying from 80-120°C to 360°C.

During the ore formation the pressure ranging from 600-800 to 2500 bars remained rather high to compare with other endogenous deposits.

The greatest depths (15-18 km) of ore formation are characteristic of the metamorphosed deposits of granulite facies. The metamorphic deposits proper and postgranitized deposits were formed at depths of 3-6 km.

Ore components derived from the rocks of Earth's crust. There being no geological evidence in favour of subcrustal solution role in granitization and metamorphism, the contribution of the subcrustal sources to the process of metamorphogenic ore formation may be assumptive.

Most of metamorphic deposits occur in amphibolitic and greenschist facies. The granulitic facies contain a relative small part of ore deposits. Ultrametamorphic deposits are formed in tectonometasomatic zones with rocks of different composition and grade of metamorphism being in contact.

Изучение металлогении докембрия встречает немалые трудности, вытекающие из особенностей геологического развития и рудообразования докембрия. Эти трудности очевидны при сравнении металлогении докембрия и фанерозоя. Методы металлогенических исследований последнего в целом разработаны и сложились сравнительно давно, тогда как для докембрия они находятся в стадии становления.

К особенностям геологического развития докембрия в первую очередь относятся: его большая длительность, превышающая в 6-7 раз длительность фанерозоя; широко проявленные вулканогенные процессы, особенно в архее; необычайно интенсивно проявленные метаморфизм и ультраметаморфизм, охватившие осадочные и вулканогенные породы, замаскировавшие первичные эквиваленты метаморфичес-

них пород и их возрастные соотношения; выдающаяся роль метаморфогенного рудообразования.

А. МЕТАЛЛОГЕНИЯ УКРАИНСКОГО ЩИТА

Всю докембрийскую историю Украинского щита можно разделить на два крупных периода: 1) протогеосинклинальный, отвечающий времени от 3500 до 1900 ± 100 млн. лет, охватывающий формационные ряды, начинающиеся спилито-диабазовой формацией и заканчивающиеся существенно калиевыми гранитами (кировоградско-житомирский и днепровско-токовский комплексы); 2) платформенный, продолжающийся поныне.

В Украинском щите могут быть выделены две группы геотектонических элементов первого порядка: раннедокембрийские области с отчетливо выраженным геосинклинальным режимом (протогеосинклинальным) и раннедокембрийские протоплатформенные блоки. Соответственно выделяются: 1) геосинклинальная система Большого Кривого Рога; 2) Белоцерковско-Одесская геосинклинальная ветвь; 3) Кировоградский блок, заключенный между указанными подвижными зонами; 4) Приазовский блок, ограничивающий с востока геосинклиналь Большого Кривого Рога; 5) Волыно-Подольский блок (последний может быть разделен на блоки последующего ранга — Волынский и Подольский). Перечисленные структурные элементы щита определяют его главные металлогенические области с характерными для них типоморфными металлами.

Выделены крупные формационные единицы, которые подразделены на подформации. Смысловое значение формации принято генетическое, именно тектоническое, при этом строго учитывался и парагенезис компонентов, участвующих в том или ином формационном типе. В глыбоко метаморфизованных формациях по возможности выполнена элиминация метаморфизма. Соответственно под геологической формацией раннего докембрия Украинского щита понимается естественное сообщество или парагенезис пород, возникающих в определенной зоне геосинклинали, на определенном этапе ее развития. Формации образуют закономерные ряды, члены которых возникают в закономерной последовательности. Среди геосинклинальных формаций выделены: метаморфизованные диабазо-спилитовая, кварц-кератофировая, джеспилитовая, нижняя и верхняя терригенные, лагунная и молассовая, а также их гнейсифицированные аналоги. К формациям второго ряда относятся: ультрабазитовая, формации различных гранитоидов и формации мигматитов амфиболитовой и гранулитовой фаций, малых интрузий и др.

В пределах областей с геосинклинальным режимом выделены этапы развития. Определено тектоническое положение интрузивно-магматических формаций. Выделены раннегеосинклинальные, орогенные, позднеорогенные и посторогенные формации. Платформенный период расчленен на два этапа — подвижной и устойчивой платформы. Для этих этапов характерны формации: рапакиви, гранитоидные щелочные формации и подформации, формации малых интрузий гранитоидов, литологические и эффузивно-магматические формации овручской серии. На этом основании проведен металлогенический анализ, заключающийся в выделении металлогенических эпох и металлогеническом районировании.

Металлогенические эпохи. В истории развития фундамента и покрывного чехла выделяются архейская, нижнепротерозойская, средне-верхнепротерозойская и рифей-вендская металлогенические эпохи.

Архейская эпоха характеризуется наличием железных руд и рудопроявлениями никеля, кобальта, меди. Железорудные месторождения связаны с накоплением значительных масс железа в осадочно-вулканогенных образованиях архейской геосинклинали, чему благоприятствовало доминирующее в архее развитие основных пород (базальтов, диабазов, габбро), свойственных ранним стадиям формирования земной коры. Это подтверждается распространением в архее Украинского щита геологических формаций, отличающихся преимущественно основным и ультраосновным составом, — диабазоспилитовой, офиолитовой и гипербазитовой с подчиненным количеством осадочных пород. С ними тесно связаны железисто-кремнистые формации и подформации. Это обусловило накопление характерных для основных пород компонентов: Fe, Mg, Mn, Co, Cr, Cu. На последующих этапах развития земной коры в результате процессов метаморфизма и гранитизации происходили перераспределение и концентрация этих элементов. Архейское оруденение распространено в основном в пределах Большого Кривого Рога (Приднепровская металлогеническая область).

Эта же эпоха соответствует архейским образованиям, интенсивно переработанным нижнепротерозойским орогенезом. С формациями раннегеосинклинального этапа (бугская, росинско-тикичкац, орехово-павлоградская серии) связаны полезные ископаемые: с терригенной — графит, корунд, силлиманит; с железисто-кремнистой — железистые кварциты и скарны; с офиолитовой — хромиты, медно-никелевое оруденение; с образованиями орогенного этапа (чарнокиты, граниты, мигматиты амфиболитовой и гранулитовой фаций) — редкие металлы.

Оруденения этой эпохи расположены в пределах реликтовых участков древних геосинклинальных зон — Белоцерковско-Одесской, Орехово-Павлоградской и значительных площадей развития орогенных гранитоидов — Подольской и Приазовской областей.

Н и ж н е п р о т е р о з о й с к а я э п о х а отличается наиболее полным развитием. Здесь выделяются дифференцированные образования начального, орогенного и позднеорогенного этапов (вулканогенно-терригенные, терригенные и хемогенные формации криворожской, тетеревской, ингульской и ингулецкой серий). Нижнепротерозойская эпоха отличается прежде всего накоплением огромных масс железа в джеспилитовой формации, а также образованием многочисленных месторождений богатых железных руд. Характерны для нее также рудопроявления титана, никеля, кобальта, графита, талькомагнезитов. Очень широко проявлены гранитовые и мигматитовые формации орогенного этапа, с которыми связаны редкометалльные пегматиты, рудопроявления меди, молибдена, свинца, цинка. Рудопроявления этой эпохи распространены в пределах всего щита, и более всего — в его центральной части (Криворожская зона, Кировоградский блок).

С р е д н е-в е р х н е п р о т е р о з о с к а я э п о х а отвечает платформенному этапу, что определяет ее важнейшие особенности. Ведущим типом тектонических движений в этот период являются глыбово-блоковые, вызвавшие процессы активизации платформенных сооружений. Возникают специфические формации и подформации: рапакиви, анортозитовая, гранитоидная щелочная. Чрезвычайно широко развиты метасоматические образования. Характерны титановое и медно-никелевое оруденения в габбро-анортозитах, камерные пегматиты, флюорит, а также молибден, вольфрам, свинец, цинк и апатит, дистен, тоназ. Рудные образования этой эпохи наиболее распространены в пределах Волынского и Приазовского протоплатформенных блоков.

Р и ф е й-в е н д с к а я э п о х а соответствует периоду стабилизации кристаллического основания щита и формирования осадочного чехла, прежде всего на его склонах. Наиболее значительное оруденение связано с этапом тектоно-магматической активизации. С породами трапповой формации связано медное оруденение. В юго-западной части щита в терригенных субконтинентальных образованиях развито оруденение полиметаллов и флюорита.

М е т а л л о г е н и ч е с к о е р а й о н и р о в а н и е . В основу районирования положен структурный принцип. Металлогенические области отвечают геоблокам первого ранга, отличающимся

и типоморфными металлами. Внутри металлогенических областей выделены металлогенические зоны и подзоны.

В о л ы н с к а я м е т а л л о г е н и ч е с к а я о б л а с т ь охватывает Волынский протоплатформенный блок. Для этой области характерны редкометалльная минерализация, руды цветных (Sn, W, Mo, Zn, Pb, Ni, Co) и черных (Ti и Fe) металлов, а также флюорит, дистеновые кварциты и камерные пегматиты.

П о д о л ь с к а я м е т а л л о г е н и ч е с к а я о б л а с т ь охватывает крайнюю юго-западную часть щита, отвечающую области развития чарнокитового комплекса.

С суперкрупными толщами области связаны отдельные рудопроявления графита и силлиманита среди гнейсов. Известны раннеорогенные тела ультрабазитов с никеленосной корой выветривания. В габброидах Подольской тектонической зоны выявлена сульфидная минерализация, представленная вкрапленностью пирротина, пирита, пентландита и халькопирита с повышенным содержанием никеля, кобальта, меди, цинка, свинца, молибдена, серебра. К пегматитовым и кварцевым жилам Верхнебугского и других разломов области приурочена молибденовая минерализация. В южной части области (Подольская зона) широко распространены позднепротерозойские образования флюорита, а также меди, молибдена, никеля, олова.

Б е л о ц е р к о в с к о - О д е с с к а я м е т а л л о г е н и ч е с к а я з о н а. К гнейсам в пределах Среднего Побужья приурочены многочисленные рудопроявления силлиманита, графита, рудопроявления железа в скарноидах и железистые кварциты. Важнейший комплекс полезных ископаемых связан с ультрабазитами, представляющими собой раннеорогенные образования. В пределах Побужья известны месторождения силикатного никеля в ассоциации с кобальтом, установлены линзы и вкрапленность хромита в серпентинитах.

На отдельных участках установлена минерализация, представленная галенитом, сфалеритом, пентландитом, пирротином, халькопиритом, ковеллином, шеелитом, молибденитом.

В зонах калиевого метасоматоза выявлен корунд.

К и р о в о г р а д с к а я м е т а л л о г е н и ч е с к а я о б л а с т ь занимает центральное положение в пределах щита. В целом область характеризуется наличием проявлений титана, меди, свинца, никеля, молибдена, железа.

Наиболее продуктивным является средне-позднепротерозойский этап формирования этой области, характеризующийся интенсивной тектонической деятельностью. Рудоносность этого этапа связана со становлением пород формации рапакиви и определяется появлением магматических (ильменитовое габбро) и различных метасоматичес-

ких образований, лейкократовых сиенитов, граносиенитов, метасоматитов.

Криворожско-Кременчугская металлогеническая зона представляет собой краевую прогиб в геосинклинальной системе Большого Кривого Рога. Выделяются Криворожско-Кременчугская подзона, соответствующая внутренней зоне прогиба, и Ингулецкая подзона - внешняя часть прогиба.

В Криворожской зоне находятся месторождения железа, которые образуют Криворожский железорудный бассейн. Характерны также рудопроявления меди, никеля, кобальта, мышьяка, свинца, молибдена, апатита и амфибол-асбеста. В Ингулецкой металлогенической подзоне распространены преимущественно бедные железные руды. Значительный интерес представляет медное оруденение, установлены проявления никеля, кобальта, цинка, серебра. Имеются месторождения графита.

Днепровская металлогеническая область представляет собой приподнятую центральную часть Большого Кривого Рога. Она разделена на ряд металлогенических подзон: Александровскую (молибден, вольфрам, медь, никель), Высокопольскую (алюминий), Верховцево-Чертотмыльскую (алюминий, никель, железо, медь, молибден), Сурскую (никель, железо, талько-магнезиты), Конкско-Белозерскую (железо, никель, молибден, талько-магнезиты) и Девладовскую (никеленосные ультрабазиты).

Орехово-Павлоградская металлогеническая зона. В ней преобладают железорудные месторождения. Встречены проявления меди, молибдена, никеля, кобальта, титана и флюорита.

Приазовская металлогеническая область приурочена к Приазовскому блоку, расположенному в краевой юго-восточной части щита. Характеризуется широким развитием пегматитов, редкометалльной, полиметаллической (Cu, Pb, Zn) и флюоритовой минерализации, а также наличием железного оруденения.

Б. МЕТАМОРФОГЕННОЕ РУДООБРАЗОВАНИЕ

Главной причиной образования подавляющего большинства месторождений на щитах и кристаллических основаниях древних платформ были процессы динамотермального метаморфизма и ультраметаморфизма, охватившие вулканогенные и седиментогенные породы сиалического слоя земной коры.

Докембрийское метаморфогенное рудообразование складывалось в условиях самого раннего и длительного периода геологической жизни Земли, характеризовавшегося маломощной и мобильной земной корой, своеобразным составом атмосферы и гидросферы, бурным вулканизмом, специфической седиментацией и интенсивным метаморфизмом. Этот период жизни Земли был насыщен многими событиями, которые не повторялись в последующее время. Грандиозная вулканическая деятельность составляла одну из главнейших особенностей геологического развития в архее. Метаморфизованные вулканогенные породы основного и ультраосновного состава архея характеризуются высоким содержанием Fe, Mn, Co, Ni и Cu. В настоящее время доказано, что железо поступало в зону седиментации непосредственно из основных магм при подводном излиянии. Это привело к образованию значительной части железистых горуд и железных руд архейских железисто-кремнистых формаций. Недостаток кислорода в атмосфере и гидросфере в течение архея способствовал разрушению железистых силикатов вулканитов и накоплению больших количеств железа, кремнезема, марганца, урана и других металлов в водных бассейнах.

В нижнем протерозое произошла относительно резкая смена условий геологического развития, выразившаяся, во-первых, в снижении интенсивности вулканизма, развитии процессов седиментации, что привело к образованию мощных толщ кластогенных, хемогенных и биогенных формаций с подчиненным количеством вулканитов. Во-вторых, появление в большом количестве свободного кислорода в атмосфере и гидросфере привело к массовому выпадению в водных бассейнах окислов железа, марганца, кремния и других элементов — продуктов долговременного разрушения вулканогенных пород архея и протерозоя. К этому периоду относится образование большей части джеспилитовой формации, заключающей в себе около 80% железных руд земного шара, марганца, алюминия, свинца, цинка, циркония, золота и многих других металлов, определивших металлогению протерозойских образований.

Первичное накопление металлов в породах докембрия обязано:

а) вулканической деятельности, представленной основными магмами, вследствие чего образовались мощные толщи основных пород спилито-кератофировой и офиолитовой формаций. Вулканические породы основного и ультраосновного ряда в Украинском щите содержат значительные количества сидерофильных и халькофильных металлов (табл. I);

б) разрушению пород и седиментации, что привело к образованию осадочных кластогенных и хемогенных пород, содержащих значительные

Т а б л и ц а I

Средние содержания металлов в главных породах Украинского щита

Породы	Содержание, %			Сумма
	Сидерофильные: Ti, Cr, Co, Ni, V	Халькофильные: Pb, Cu, Sn, Zn, Ag	Литофильные: Zr, Ba, Mo, Mn	
Вулканические основные и ультраосновные	0,226	0,019	0,095	0,340
Терригенные	0,122	0,013	0,206	0,341
Хемогенные	0,0280	0,0043	0,0902	0,1225

количестве различных металлов (табл. I). В одном кубическом километре осадочных пород в этом случае находилось около 5-8 млн. т металлов.

Большие объемы осадочных и вулканогенных пород, а также значительные содержания в них микрорудных фаций показывают, что рассеянные металлы в породах являлись неисчерпаемым источником для образования рудных месторождений.

Дальнейшее геологическое развитие в докембрии сопровождалось метаморфизмом и ультраметаморфизмом, оказавшими глубокое воздействие на осадочные и вулканогенные образования. Протерозой щитов и кристаллические основания древних платформ более чем на 80% были сложены седиментогенными породами, которые при метаморфизме превратились в метаморфические сланцы, гнейсы, мигматиты и граниты.

На Украинском щите гнейсы и кристаллические сланцы занимают в настоящее время около 12-15% территории, мигматиты, анатектиты и полигенные граниты - 77%, более половины из них образовалось из седиментогенных пород, остальные - из вулканитов.

Перемещение металлов в породах, вызванное метаморфизмом и ультраметаморфизмом, охватившими земную кору почти на всю ее глубину, по своим масштабам не сравнимое ни с какими другими геологическими процессами концентрации рудогенных элементов, привело к образованию многочисленных рудных месторождений.

В области динамотермального регионального метаморфизма, как это показали подсчеты количества малых элементов в породах различных мета-

морфических фаций, раскрыта тенденция уменьшения содержания металлов по мере нарастания метаморфизма.

По фактическим данным, в породах различных метаморфических фаций наблюдается постепенное снижение суммы малых металлов от зеленосланцевой фации через эпидот-амфиболитовую, амфиболитовую до гранулитовой. Такие распространенные металлы, как Ст, Mn, Cu, Zn, Co, Ni, Pb, характеризуются средним содержанием в породах зеленосланцевой фации Украинского щита около 0,16%, тогда как в гранулитовой фации оно снижается до 0,09%, т.е. почти на 50%. Общая закономерность выноса металлов при усилении метаморфизма усложняется тем, что отдельные металлы накапливаются в определенных метаморфических фациях.

Все большее усложнение этой закономерности можно видеть при метаморфическом изменении различных пород — терригенных, вулканогенных и магматических, содержащих различные группы элементов. Литофильные элементы, склонные к образованию легкорастворимых комплексных соединений (Mo, Zr, Ba), охотно накапливались в метаморфических породах средних и низких ступеней метаморфизма. В этих же условиях накапливались и халькофильные элементы (Pb, Zn, Ag, Au).

Сидерофильные элементы часто накапливались среди пород высоких ступеней метаморфизма (Fe, Mn, Ti, Co, Cr, Ni), однако многие из них весьма активно образуют кислородные соединения — силикаты и сульфиды, накопление которых происходило в зонах относительно низких ступеней метаморфизма.

Область ультраметаморфизма характеризуется еще более интенсивным выносом рудных элементов, в чем свидетельствует снижение содержания многих рудогенных металлов в мигматитах и палингенных гранитах по сравнению с метаморфическими породами, в которых все же достаточно отчетливо сохранились черты первичного их распределения.

Частичное выплавление и полная перекристаллизация осадочных и вулканогенных пород при метаморфической гранитизации привели к возникновению гранитоидных пород (мигматиты, анатектиты, граниты), которые отличаются от исходных потерей значительных количеств FeO, MgO, Ca и многих рассеянных металлов. В реоморфических и метасоматических гранитах наблюдается накопление урана и свинца, цинка и марганца. Длительная по времени и неоднородная по интенсивности миграция различных элементов привела к сложному распределению металлов в породах, не отвечающему их первоначальному содержанию.

Описанная закономерность перемещения элементов является глав-

ной причиной образования зон, обогащенных рудными элементами, которые являются потенциально рудоносными и перспективными для нахождения рудных месторождений на кристаллических щитах.

Образование метаморфогенных месторождений в одних случаях происходило в процессе перекристаллизации первичных скоплений металлов в породах; в других — возникали новые концентрации металлов вследствие метаморфической дифференциации вещества пород при динамотермальном метаморфизме и ультраметаморфизме.

По геологическим условиям метаморфогенного рудообразования отчетливо выделяются три подкласса месторождений: метаморфизованные, метаморфические и ультраметаморфические.

Метаморфизованные месторождения возникли до метаморфизма, но претерпели существенные преобразования в условиях изохимического метаморфизма различных фаций без существенного привноса и выноса рудообразующих компонентов.

Процесс метаморфического преобразования состоял в растворении и перекристаллизации материала пород под влиянием температуры и давления, но без изменения вида полезного ископаемого и места его залегания. Подвижными при рудообразовании были H_2O и CO_2 . Парагенезисы минералов пород и руд относятся к одним метаморфическим фациям.

Метаморфические месторождения образовались при метаморфической дифференциации рудогенных компонентов метаморфизируемых пород, подвергшихся метаморфизму. Дифференциация имела аллохимический характер. Рудное вещество метаморфизируемых пород перемещалось на небольшие расстояния в пределах развития одной фации метаморфизма (автохтонные), тогда как в других случаях оно перемещалось на значительные расстояния, за пределы метаморфизируемых пород (аллохтонные). Подвижными при рудообразовании были не только H_2O и CO_2 , но и рудообразующие компоненты.

Процесс, приводящий к рудообразованию, состоял в перекристаллизации исходного материала и образовании нового вида полезного ископаемого.

Ультраметаморфические месторождения образовались преимущественно под влиянием постгранитизационных флюидов и растворов. Они представлены рудоносными гранитоидами, пегматоидами и различными диафторитами (альбититами, листвениитами, березитами и др.).

Гранитизация является процессом частичного выплавления и перекристаллизации метаморфических пород под действием флюидов, со-

державших Si, Al, Na, K. В процессе гранитизации эти флюиды обогащались рудными и щелочноземельными компонентами, освобожденными из первичных пород и не вошедших в состав новых минералов в образующихся при этом мигматитах и гранитах. Таким образом, формируются постгранитизационные растворы, обогащенные различными рудными компонентами, в зависимости от состава гранитизируемых пород.

При благоприятных условиях какая-то часть рудогенных элементов, как мы видим, концентрировалась при кристаллизации гранитоидов в межзерновых пространствах и прототрещинах, образуя рудоносные граниты (палингенно-метасоматические).

Постгранитизационные флюиды (или при снижении температуры и давления - растворы), содержащие Fe, Mg, Ca, Na, K, CO₂, редкие и цветные металлы, поднимались в область расслоенных метаморфических пород, где они приводили к образованию рудоносных метасоматитов, пегматоидов и гидротермальных месторождений в пористо-трещинных зонах (постгранитизационные месторождения).

Физико-химические условия метаморфогенного рудообразования определяются при изучении маточных растворов во включениях в рудных или в находящихся с ними в парагенезисе безрудных минералах. Это дает возможность определить температуру, давление и состав рудообразующих растворов.

Температура рудообразования различных подклассов метаморфогенных месторождений колеблется в широких пределах - от 80-100 до 700-800°C (табл. 2).

Наиболее высокотемпературными являются метаморфизованные месторождения амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма и автохтонные метаморфические месторождения, образованные в прогрессивные стадии этих же высоких фаций метаморфизма.

Низкими температурами образования характеризуются месторождения метаморфизованные и метаморфические, связанные с низкотемпературными фациями метаморфизма, а также постгранитизационные месторождения.

Как можно судить по составу газово-жидких включений в рудных или парагенетически с ними связанных минералах, рудоотложение происходило из горячих (термальных) газово-жидких растворов при температурах преимущественно от 100-120 до 360°C.

Давление при рудообразовании изучено еще недостаточно, и о нем судят либо по количеству углекислоты в газово-жидких включениях минералов, либо по метаморфическим фациям, в которых происходило минералообразование.

Т а б л и ц а 2

Температуры образования метаморфогенных месторождений

Подклассы метаморфогенных месторождений	Температуры рудообразования, °С		
	низкие	средние	высокие
I. Метаморфизованные	100-120 До 450	400-450 До 650	600-800
II. Метаморфические			
а) автохтонные	300-400	* 500-600	650-750
б) аллохтонные	80-120 До 350	-	-
III. Ультраметаморфические			
а) палингенно-метасоматические	-	400-500	-
б) постгранитизационные	80-100-400	-	-

Наибольшее давление существовало при образовании метаморфизованных автохтонных метаморфических месторождений амфиболитовой и гранулитовой фаций, где оно достигало 6-8 килобар. Значительно меньшее давление характерно для аллохтонных метаморфических и ультраметаморфических месторождений. Для этих последних известны многочисленные определения давлений, показавшие значения от 0,6-0,8 до 1,5-2,5 килобар. Во всех случаях метаморфогенные месторождения отличаются от плутоно-гидротермальных более высокими давлениями, свидетельствующими с больших глубинах рудообразования.

Источником рудного вещества при образовании метаморфогенных месторождений были породы земной коры и частично подкоровое вещество Земли.

а) Для метаморфизованных месторождений источниками рудного вещества были сами вмещающие породы, так как рудный процесс состоял в перекристаллизации рудного материала, вследствие чего порода приобретала новые технологические свойства и становилась рудой.

б) Метаморфические автохтонные месторождения сохраняют геохимические особенности, характерные для пород, среди которых они залегают. Проведенное нами изучение изотопов кислорода и серы вмещающих пород и метаморфических руд показало четкое совпадение соотношений изотопов серы и кислорода минералов руды и вмещающих пород. Эти данные являются основанием для того, чтобы принимать

породы земной коры в качестве источника рудного вещества метаморфических месторождений.

в) Для суждения об источниках вещества ультраметаморфических месторождений могут быть использованы следующие данные:

- рудоносные диафториты (альбититы, листовениты, березиты, карбонатиты и др.), приуроченные к разломно-складчатым структурам протяженностью, превосходящей толщину земной коры;
- рудоносные метасоматиты, образованные Na- и K-минералами; они располагаются среди пород амфиболитовой фации метаморфизма, в значительной степени гранитизированных и имеющих K/Na отношение от 1,5 до 2,0%;
- соотношения изотопов кислорода (O^{16} и O^{18}) в новообразованных магнетитах, встреченного среди щелочных метасоматитов, составляют от 10 до 16-2%, что значительно выше, чем в гидротермальных постмагматических водах (5-7%).

По этим данным можно судить о мобилизации рудного вещества и Na из вмещающих пород и об участии метаморфических растворов в рудообразовании. Однако большая протяженность метасоматитов, однотипность парагенезисов минералов, развитых на больших расстояниях, и приуроченность метасоматитов к зонам глубинных разломов дают основание предполагать участие подкоровых источников растворов и рудного вещества при образовании ультраметаморфических месторождений.

З а к о н о м е р н о с т и р а з м е щ е н и я м е т а м о р ф о г е н н ы х м е с т о р о ж д е н и й:

1) подавляющее большинство метаморфических и метаморфизованных месторождений размещается среди метаморфических пород зеленосланцевой и в меньшей степени амфиболитовой фаций метаморфизма. Значительно меньше их находится среди пород гранулитовой фации и в полях развития гранитоидов;

2) структурно-фациальные зоны метаморфических пород зеленосланцевой и амфиболитовой фаций (преимущественно протерозойских) являются наиболее рудоносными, особенно для месторождений Fe, Mn, Pb и некоторых редких металлов;

3) ультраметаморфические месторождения (радиоактивных, редких и благородных металлов) размещены в пределах тектоно-метасоматических зон среди метаморфических и гранитизированных пород, подвергшихся альбитизации, листовенитизации, березитизации и другим изменениям.

К.Д.Б е л я е в (СССР)
МЕТАЛЛОГЕНИЯ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

K.D.B e l i a u e v (USSR)
METALLOGENY OF THE EASTERN PART OF THE BALTIC SHIELD

1. The eastern part of the Baltic shield is an ore region of the USSR. Deposits of iron, nickel, apatite, mica, building material, etc., are worked here. Further industrial development of the region makes the problem of scientific forecasts really urgent.

2. Historical-geological principle of the study of the Earth's crust was a basis for the metallogenic analysis of the region. Four Precambrian and two Paleozoic megacycles of geological evolution and six metallogenic epochs corresponding to them were established in the Kola-Karelian region. It was proved that characteristic of the region are large tectonic blocks and long-living deep faults.

3. The synthesis of special geological and geophysical maps gave a geologic-formational basis for the distinguishing of metallogenic zones within the eastern part of the Baltic shield. Application of monometal registrational, geochemical and other maps helped to establish a reliable series of prospecting indications for the main minerals of the region and for some elements which are new for the eastern part of the Baltic shield, such as copper and polymetals.

4. The Archean and early Proterozoic structural-formational sequences were characterized by initiation and development of linear zones (greenstone belts) with typical pyrite ores, iron ore, etc. At the same time the deposits of highalumina raw materials were formed. The distribution of the deposits was controlled by zones of metasomatism and hydrothermal reworking along weakened fault zones.

5. The middle Proterozoic metallogeny is determined by stratiform deposits of copper, cobalt, and polymetals in formations of quartz conglomerates, metasandstones and carbonaceous slates, as well as by copper-nickel and titanium-magnetite formations associated with the basic and ultrabasic magmatism. Deep fault zones recorded by the presence of volcanotectonic rift-like depressions and fault fault-associated

troughs were the main ore-localizing structural features of that epoch.

6. The Khibini alkalic massif, well-known for apatite ore deposits, is associated with the Paleozoic tectonomagmatic activation. The emplacement of central type intrusions, such as Kovdor, Vuorijarvi, etc. was accompanied by formation of magnetite, phlogopite and apatite ores.

7. The metallogenic analysis resulted in tracing through the whole Baltic shield zones of long-evolving orecontrolling faults, the Ladoga-Bothnia, Finland-Karelia, Pechenga-Varzuga and Norway-Murmansk ones. Repeated tectonomagmatic activations were responsible for the combination of ore manifestations and deposits of various formational types within the same zones.

8. The aforesaid deep faults divide the Kola-Karelian region into a number of megablocks and are responsible for the geological evolution and metallogenic specialization of each megablock.

Восточная часть Балтийского щита является одной из рудных провинций Советского Союза. Здесь известны выявленные в годы Советской власти и интенсивно разрабатываемые крупные месторождения железа, никеля, меди, апатита, слюды и разнообразных строительных материалов, на основе которых создана металлургическая база Северо-Западного экономического района. Имеется ряд месторождений, еще не вовлеченных в эксплуатацию.

Вместе с тем перспективы восточной части Балтийского щита этим не исчерпываются. Комплекс геологических признаков указывает на значительное сходство, а в ряде случаев и на полную аналогию рассматриваемого региона с мировыми докембрийскими рудными провинциями меди, полиметаллов и ряда других полезных ископаемых.

Исследования последних лет показали, что фонд легко открываемых с поверхности месторождений практически исчерпан. Большим препятствием для оценки рудности является значительная закрытость территории мощным чехлом четвертичных отложений, широкое развитие болот и озер. В связи с этим особое значение приобретает необходимость дальнейшего совершенствования методов глубинного прогноза. Непременным условием научно обоснованного прогноза является комплексный анализ совокупностей геологических явлений и их причинных связей в свете новейших металлогенических концепций.

С этой целью рядом геологических организаций Министерства геологии и Академии наук СССР, работающих в тесном содружестве и по единой программе, проводится обобщение всего имеющегося геологического, геофизического и геохимического материала путем составления серии прогнозных и сопутствующих им карт.

Настоящее сообщение основано на результатах анализа этих материалов.

В строении докембрия щита отчетливо устанавливаются четыре главных структурно-формационных комплекса, каждый со своей металлогенической специализацией: архейский (3,5–2,7 млн. лет), раннепротерозойский (2,7–1,9 млн. лет), среднепротерозойский (1,9–1,6 млн. лет) и позднепротерозойский (1,6–0,55 млн. лет). Каждый комплекс знаменует собой крупную геологическую эпоху, охватывающую период осадконакопления и вулканизма, складчатости, метаморфизма, гранитообразования и последующей денудации. Структурно-формационные комплексы характеризуются определенными ассоциациями геологических формаций и разделены региональными структурными и метаморфическими несогласиями и длительными континентальными перерывами.

Для архейского и раннепротерозойского структурно-формационных комплексов характерны осадочный и осадочно-вулканогенный типы литогенеза, отражающие соответственно протееосинклиналиное и протееосинклиналиное развитие земной коры. Формирование каждого структурно-формационного комплекса завершалось складчатостью, мощным термальным изменением геологических образований и проявлением масс аллохтонных и автохтонных гранитов в условиях регионального метаморфизма гранулитовой и амфиболитовой фаций.

В раннем протерозое восточная часть Балтийского щита испытывала дифференцированное блоковое развитие, выразившееся в значительном разнообразии типов разрезов и четкой латеральной зональности осадконакопления, магматизма, складчатости, метаморфизма и гранитизации. Главнейшие тектонические швы этой эпохи подчеркиваются поясами гипербазитовых массивов.

Среднепротерозойский комплекс отражает протоорогенный период, в течение которого большая часть территории приобрела кратонное состояние. Тектонический режим этой эпохи обусловил дифференциацию территории на четыре мегаблока – Мурманский, Беломорский, Карельский и Сфеко-Ладожский, каждый со своим характером дальнейшего развития. Границами блоков служили зоны глубинных – коровых и мантийных – разломов, фиксируемых системами вулканотектонических рифтоподобных депрессий (Печенгско-Имандра-Варзугской, Куола-Выгозерской и Янисярвинской). Характерная

особенность этих зон — присутствие среди заполняющих их осадочных образований вулканитов основного состава и резкая асимметричность, выражающаяся в направленном изменении мощности, фациального состава, метаморфизма средних и умеренных давлений амфиболитовой и зеленосланцевой фаций (парные метаморфические пояса) и интенсивности дислокаций. Вдоль крупнейших разломов на границах блоков происходило внедрение в различной степени дифференцированных базит-ультрабазитовых массивов. В пределах Карельского и Мурманского блоков преобладало континентальное осадконакопление, сопровождавшееся излиянием основных лав. Типоморфными образованиями этих блоков являются продукты кор химического выветривания и монокварцевые конгломераты, сероцветные и частично красноцветные алевропсаммитовые и доломито-углеродистые отложения. Среднепротерозойские образования этих блоков метаморфизованы преимущественно в условиях зеленосланцевой фации.

В конце среднего протерозоя территория Балтийского щита приобрела типичные платформенные черты развития и в дальнейшем на протяжении более 1,5 млрд. лет существовала как устойчивая платформенная область, периодически испытывающая воздействие тектономагматической активизации.

Позднепротерозойская активизация выразилась в формировании грабеноподобных структур, выполненных комплексом эпиконтинентальных осадочных и частью вулканогенных образований.

Большое значение в геологической истории региона имел палеозойский период тектономагматической активизации, в течение которого происходило заложение континентальных впадин, обновление старых и возникновение новых секущих систем коровых разломов субширотного, северо-восточного и субмеридионального направлений, кольцевых и радиальных разломов и внедрение интрузий щелочного и базит-щелочного состава.

Многостадийность геологического и металлогенического развития восточной части Балтийского щита явилась причиной многообразия эндогенных и экзогенных полезных ископаемых. Современные металлогенические черты региона определяются совокупностью последовательного наложения друг на друга продуктов рудообразующих процессов пяти металлогенических эпох — архейской, ранне-, средне- и позднепротерозойской и палеозойской.

Архейская металлогеническая эпоха здесь относительно бедна полезными ископаемыми. С ней связано формирование метаморфогенной высокоглиноземистой формаций в гнейсах. Примером является Ловозерское непромышленное месторождение силлиманита. Повышенное содержание высокоглиноземистых минералов отмечены среди пород лоухской и частично енской толщ беломорской серии.

Некоторый интерес представляют толщи, относящиеся к диабазовой (амфиболитовой) формации, к которой приурочиваются пирит-пирретиновые залежи серноколчеданной рудной формации в гнейсах и амфиболитах (фальбанды). Полезным элементом в них, вероятно, является кобальт. Полиметаллическая, медная и серебряная минерализация имеет наложенный характер.

К кольской серии архея тяготеет формация железистых кварцитов (сланцево-диабаз-порфировая), месторождения которой образуют Северный железорудный бассейн с прогнозными запасами свыше 3 млрд. т руды.

Некоторые исследователи склонны относить эту формацию железистых кварцитов, к раннему протерозою, проводя аналогию с Костомукшской группой месторождений.

Раннепротерозойская металлогеническая эпоха отличается разнообразием и более высокой степенью металлоносности. С этой эпохой связано формирование месторождений высокоглиноземистого сырья (Кейвская группа), железорудных месторождений Западно-Карельского бассейна (Костомукша), колчеданных месторождений Карелии (Парандово, Ялонвара и Хаутовара), а также проявлений никеля (Хаутоварская группа).

Устанавливается зональность в размещении раннепротерозойского оруденения, совпадающая с палеотектонической зональностью. В соответствии с четырьмя основными типами разрезов раннепротерозойских образований обособляются четыре разновозрастных типа оруденения: магнетитовых кварцитов в джеспилит-сланцево-порфиридной (и джеспилит-сланцевой диабазовой) формации, серноколчеданная в спилит-кератофириновой формации и глиноземистая в флишидной алеврит-аргиллитовой формации.

Железородная формация магнетитовых кварцитов тяготеет в Западно-Карельском бассейне к гимельской и парандовской сериям. Общие запасы железистых кварцитов этого бассейна, так же как и Северного бассейна, превышают 3 млрд. т руды.

Общей особенностью металлогении раннепротерозойской эпохи является отчетливо выраженный стратиформный характер железного, колчеданного и высокоглиноземистого оруденения, что определяет его широкое площадное распространение и значительные масштабы. Другой важной особенностью является комплексность руд. Так, серноколчеданные руды сопровождаются медной минерализацией, глиноземистые руды — титаном, медью и кобальтом. Для руд характерны многообразие морфологических проявлений и многоэтапность их образования.

Последнее сингенетическое оруденение обычно сопровождается наложенным эпигенетическим прожилково-вкрапленным и жильным, следствием чего является образование наиболее интересных контрастных руд.

Перспективы обнаружения новых месторождений этой эпохи далеко не исчерпаны. В Костомукшинской зоне можно ожидать обнаружения новых месторождений железа, в Хаутоварско-Парандовской - серно- и медноколчеданных, на Кейвах - богатых кианитовых залежей.

Сравнительное сопоставление геологического строения восточной части Балтийского щита со сходными докембрийскими провинциями мира свидетельствует о потенциальной возможности обнаружения в раннепротерозойских образованиях месторождений меди в колчеданных рудах, связанных со спилит-кератофировой формацией, и полиметаллов в филлитовидных черных сланцах.

Среднепротерозойская металлогеническая эпоха знаменуется увеличением роли магматогенного рудообразования: так, с основным и ультраосновным магматизмом связаны медно-никелевая, меднорудная и титано-магнетитовая формации, с гранитами - молибденовая, оловянная минерализация в грейзенах и скарнах. Характерно появление принципиально новых рудных формаций - меднорудной в песчаниках и полиметаллической в углеродистых сланцах. С этой эпохой также связывается формирование слюдяных пегматитов, возникших в условиях метаморфизма амфиболитовой фации умеренных давлений, возраст которого определен в 1,9-1,8 млрд. лет. Характерна приуроченность зон слюдяных пегматитов к блекам в области развития глиноземистых гнейсов беломорского комплекса.

Рудолокализирующими структурами в эту эпоху явились рифтоподобные зоны и системы прогибов на границах блоков с различным строением и с различной мощностью земной коры: Печенгско-Имандра-Вараугская, Куола-Выгозерская и Янисярвинская. Каждая из этих зон наряду с общими металлогеническими особенностями имеет свои индивидуальные черты. Для Печенгско-Имандра-Вараугской зоны характерна медно-никелевая специализация, Куола-Выгозерская характеризуется ярко выраженной колчеданной специализацией, а Янисярвинская - медно-полиметаллической.

Крупной областью распространения медистых песчаников и черных сланцев с медью и кобальтом являются, кроме того, среднепротерозойские грабен-синклинальные структуры Карельского мегаблока, которые обособляются в самостоятельную Онежско-Янгозерскую металлогеническую зону.

В восточной части Балтийского щита месторождений этого типа пока не обнаружено, но геологические предпосылки и прямые наход-

ки рудных проявлений однозначно свидетельствуют о перспективах выделенных металлогенических зон на обнаружение новых стратиформных месторождений меди и полиметаллов.

Эндогенная минерализация среднепротерозойской металлогенической эпохи проявилась в связи с ятулийским вулканизмом (симвульканическое медное оруденение), суйсарским этапом формирования пикрит-диабазовой ассоциации (титан, железо, никель, медь) и периодом внедрения гранитов рапакиви (олово, вольфрам, полиметаллы). Характерным для среднепротерозойской металлогенической эпохи является формирование крупных массивов расслоенных перидотит-пироксенит-норитовых интрузий с медно-никелевым оруденением, а также щелочно-габброидных интрузий центрального типа с титано-магнетитом, халькопиритом, апатитом.

Наибольшее практическое значение среди оруденения эндогенного типа имеет медно-никелевая формация в базит-гипербазитах и олово-вольфрамовая в скарнах. Основные перспективы никеленосности связаны с экономически освоенной Печенгско-Варзугской металлогенической зоной и зоной Ветреного пояса. Оловорудная минерализация, издавна известная в Питкярантском рудном районе, в последние годы оценивается как перспективная.

Позднепротерозойская металлогеническая эпоха в пределах Карело-Кольского региона представлена полиметаллическим оруденением жильного типа, локализующегося по обрамлению щита. Металлоносность рифейных терригенных толщ определяется титан-циркониевой минерализацией, медным оруденением в карбонатах и проявлением ферритов.

Особое место в определении металлогении щита принадлежит палеозойской эпохе тектоно-магматической активизации. С ней связано формирование разрабатываемого Хибиногорского месторождения апатита и крупных месторождений железа и слюды в ультраосновных-щелочных массивах с карбонатитами (Ковдорское и др.).

Роль палеозойской эпохи тектоно-магматической активизации в металлогенической специализации щита еще окончательно не выяснена. Имеющиеся геологические данные свидетельствуют о высокой перспективности зон активизации, положение и рудносность которых требуют дальнейшего всестороннего изучения.

Сейчас становится очевидным, что в процессе формирования Хибинского массива создавалась благоприятная тектоническая обстановка кольцевых и радиальных разломов для внедрения и консолидации интрузий центрального типа, таких, как Ковдорский, Вуо-риярвинский и другие подобные массивы, давшие промышленные скопления магнетитовых, апатитовых и других руд.

Таким образом, устанавливается, что современные металлогенические черты восточной части Балтийского щита являются следствием эволюционной направленности геологического развития территории, обусловившего многократное наложение эндогенных и экзогенных рудогенерирующих процессов, которые привели к сонахождению месторождений различных формационных типов, образованию наблюдаемых металлогенических зон и рудных узлов.

Закономерности размещения оруденения определяются положением металлогенических зон, которые приурочены к прогибам, разделяющим геоблоки с различным геологическим строением и сопряженным с коровыми или мантийными разломами. В пределах зон особенно благоприятны дифференцированные сланцевые пачки, нарушенные разрывными дислокациями. Как положительный фактор следует рассматривать сопряженность сланцевых пачек с поясами базит-гипербазитовых, гранитоидных и других интрузий. Существенный интерес представляют узлы пересечения зон с различной металлогенической специализацией.

Характерной чертой металлогении докембрия является широкое проявление стратиформных месторождений, открывающих новые перспективы для поисков.

В заключение необходимо подчеркнуть, что проводимый комплексный металлогенический анализ на формационной основе значительно пополняет наши знания о закономерностях размещения в пространстве и времени разнообразных полезных ископаемых на территории восточной части Балтийского щита. Это в свою очередь позволяет более целеустремленно планировать на ближайшие годы направление поисков полезных ископаемых, в том числе и не выходящих на дневную поверхность.

А.К.М и к к о л а (Финляндия)
ЗАКОНОМЕРНОСТИ ЛОКАЛИЗАЦИИ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ
В ДОКЕМБРИИ ФИНЛЯНДИИ

A.K.M i k k o l a (Finland)
REGULARITIES OF LOCATION OF ORE DEPOSITS IN THE
FINNISH PRECAMBRIAN

Все известные рудные месторождения Финляндии сосредоточены в определенных зонах. Это связано со структурами вмещающих пород и генезисом месторождений.

Докембрийские образования Финляндии состоят из разнородных элементов. Главными из них являются архейский фундамент, свекокарельские пояса метаморфических сланцев и плутоны среднего докембрия, позднедокембрийские плутоны ратакиви и слабо метаморфизованные песчаники и сланцы иотния, осадочные и вулканогенные породы фундамента и свекокарельские формации. Для зон характерно сочетание складчатости и разломов. В зонах располагаются древние вулканические аппараты, с которыми было связано рудообразование. Промышленный интерес представляет также медно-никелевое оруденение в связи с ультраосновными интрузиями. Большинство этих месторождений локализовано в крупных зонах разломов северо-западного простираания. Они отвечают глубинным подвижным поясам, по которым из мантийных источников внедрялись магмы. К этому же периоду относятся некоторые железо-титановые и хромитовые месторождения, приуроченные к зонам глубинных разломов, и, наконец, трубообразные и жильные сульфидные месторождения Западной Финляндии. Формации сильно метаморфизованы, смяты в складки и рассечены разломами. Во многих случаях именно разломы служат границами структурных элементов.

В архейском фундаменте известны лишь немногие месторождения. Среди них выделяются полосчатые магнетитовые руды, связанные с кварцитовидными сланцами.

Главная эпоха минерализации относится к среднему докембрию. Наиболее важные в промышленном отношении месторождения относятся к вулканогенно-осадочному типу. Они располагаются в трех главных зонах: в Южной Финляндии на побережье финского залива, в районе оз. Ладога (Ботническая зона) и в Лапландии (зона Киттила). Здесь развиты и

полиметаллические сульфидные месторождения, и полосчатые железорудные.

Рудные месторождения в свежикарельских гранитоидах очень редки. Рудная минерализация обычно связана с остатками метаморфических сланцев среди мигматитов.

В плутонах рапакиви встречается непромышленная жильная минерализация со сфалеритом, галенитом или касситеритом. Она контролируется трещинами.

During the last twenty years metallogeny has been the object of active research in Finland, as elsewhere, particular attention was being paid to the relationship between the location of ore deposits and the structure of the bedrock. The ore-forming epochs during the Precambrian period have also been studied, the impetus being supplied by the work of the Commission of the Metallogenic map of Europe.

GENERAL GEOLOGY

The bedrock of Finland forms the central part of the Baltic shield Fig. 1. (Simonen, 1960). It is composed of geological units which differ from each other both lithologically and structurally. The Early Precambrian basement is the oldest unit, 2.6 to 2.9 b.y. old. It occupies large areas in eastern and northern Finland and consists largely of intermediate and silicic plutonics and gneisses. There are also small areas of highly metamorphosed sediments and volcanics intruded by granitoids.

The granulites in Lapland may belong to the Belomeric zone of eastern Fennoscandia (2.0 to 2.5 b.y.) even though their radiometric age is 1.95 b.y.

The schists of the Svecokarelidic formation of Middle Precambrian age (1.7 to 2.5 b.y.) are met with throughout Finland. The schist belts have recently been the target of systematic inquiry and several academic dissertations have been published. It can be concluded from these and earlier studies that all the schist belts of the Svecokarelidic formation belong to the same geological epoch.

Plutonites of Middle Precambrian age consist of orogenic Svecokarelidic rocks and anorogenic rapakivi granites. The small ultrabasic and basic intrusions in the schist belts are members of the former group. They are differentiated, at least partly, and form

peridotite-gabbro-diorite bodies. In addition there are large quartz diorite-granodiorite plutons especially along the boundaries of the schist zones. All these rocks are considered to be syntectonic.

Potash-rich microcline granites form the largest coherent massives. The process of metasomatic granitization and migmatization is closely connected with the emplacement of these late-tectonic granitoids. The age of the Sveokarelidic plutonic rocks is 1.9 to 1.95 b.y.

The anorogenic rapakivi intrusives occur in two distinct areas in southern Finland, the age of the intrusions being about 1.6 to 1.7 b.y.

The Jotnian sandstones and slates, deposited 1.3 to 1.4 b.y. ago, have been preserved in two grabens. No ore mineralization is known to be related to the Jotnian sedimentary formation.

THE LOCATION OF ORE DEPOSITS

Ore deposits in Finland show certain regularities in both space and time.

REGULARITIES IN SPACE

The areal distribution of ore deposits in Finland has been discussed in several papers (e.g. Mikkola and Niini, 1968; Mikkola, 1971, Mikkola and Vuorela, 1974). The data collected in preparing the metallogenic map of Europe have been published by Kahma (1973). A quick glance at the map (Fig. 2) will suffice to show that the known ore deposits are concentrated in certain areas.

This cannot be because geological research is more active in some areas than in others; the whole country has been covered by a 1:400 000 geological map and several areas are now being remapped at a scale of 1:100 000. In geophysical mapping (aeromagnetic, gravimetric and airborne electromagnetic) the density of observations is spaced more or less evenly over the whole country. Exploration is of course directed to the most promising areas.

Several well-defined areas of concentration can be seen (Fig. 3). Starting from the coast of the Gulf of Finland there is an east-west striking zone in the Svecofennidic schist-belt. This zone is characterised by sulphide deposits of zinc, lead and copper, but also includes a number of small iron ore deposits of different origin.

The next ore-bearing zone runs northwestwards through the Tampere area and continues in a northerly direction along the coast of the Gulf of Bothnia. The zone is noted for its nickel, copper and lead deposits.

The most important deposits are in the ore belt running from Lake Ladoga northwestwards across Finland. The Lake Ladoga-Gulf of Bothnia zone, called by Kahma (1973) the "Main Sulphide Ore belt", is about 100 km wide and 400 km long but obviously continues in both directions beyond the frontiers of the country. The mineralization in the zone is variable. The southwestern margin of the ore belt consists of nickel-copper sulphide deposits, whose host rock is generally serpentinite, peridotite or gabbro.

The central part of the Lake Ladoga-Gulf of Bothnia zone contains large copper-zinc-iron sulphide deposits such as the Outokumpu copper deposit at the southeastern end of the belt and the Vihanti and Pyhäsalmi sphalerite-chalcopyrite-pyrite deposits at the other end. In addition there are many smaller massive zinc- and copper-bearing pyrrhotite-pyrite deposits. All these deposits are located in a sedimentary environment characterized by volcanic activity.

To the northeast of the main belt there are some iron deposits of different origin, for instance the Otanmäki iron-titanium-vanadium deposit.

The last 10 to 15 years have seen extensive exploration and geological research in the far north of Finland, and the wealth of fresh observations have given birth to many new ideas. The known ore deposits are located in schist zones that form two well-defined areas. One is in South Lapland and runs almost east to west across the country. Geologically it is located in the southernmost part of the Svecokarelidic schist belt of North Finland, which borders on the Early Precambrian basement. The ore deposits are of different types, magmatic iron and iron-titanium-vanadium deposits being the most important. The Kemi chromite deposit is situated in the southwestern corner of the area.

The other area containing ore deposits is located to the north of the microcline granite of Central Lapland. This, the so-called Kittilä area, is characterized by iron formations, the most extensive of which are of the banded type. Two copper deposits of economic importance have been found recently, one with bedrock of greenschists and the other with bedrock of sedimentary rocks. Ultra-basic and basic intrusions containing some nickel have accelerated exploration in this part of the country.

REGULARITIES IN TIME

The territory of the early Precambrian basement rocks contains only a few ore deposits, none of which are of current economic importance. These rocks were mineralized about 2.5 to 2.8 b.y. ago and consist of nickel and copper, molybdenum and iron. The iron ore is of the banded type.

The main mineralization of the Finnish Precambrian took place in three distinct stages during the Middle Precambrian. The first stage was about 2.05 to 2.3 b.y. ago. The deposits are located in the Karelidic schists, the most important being the copper-zinc deposits of the Lake Ladoga belt. The second stage occurred 1.8 to 1.9 b.y. ago and most of the ore deposits are located in Svecofenidic territory in South and West Finland. The nickel deposits of the Lake Ladoga belt are of the same age.

The last stage of ore mineralization in the Finnish Precambrian was that of the anorogenic rapakivi granite, 1.5 to 1.65 b.y. in age. The deposits are of the vein type, but none of the known ones have any economic importance. - The ages given above are mostly U/Pb and Pb-Pb ages determined by Dr. O. Kouvo at the Geological Survey of Finland.

LOCATION OF ORE DEPOSITS FROM THE POINT OF VIEW OF THEIR GENESIS

In a broad sense the ore deposits of Finland can be divided into five genetic groups. The most important group comprises sulphide deposits in a volcanic-sedimentary environment, which I consider to be stratabound and of syngenetic origin. They can be classified as exhalative sedimentary deposits and occur primarily in the Lake Ladoga - Gulf of Bothnia belt. The bestknown is the Outokumpu copper deposit, located in the so-called Outokumpu formation, which consists of black schist and quartz rock with serpentinites (Gaal et al., 1975). The quartz rock, the host of the ore, has been interpreted as chemical colloidal precipitate (Huhma and Huhma 1970). From recent sulphur isotope studies and the geological evidence available it is inferred that the Outokumpu ore was deposited by volcanic exhalations discharged from a fissure-type vent system on the sea floor (Mäkelä, 1974). Other significant deposits of the Outokumpu type are Vuonos and Luikonlahti.

The Vihanti and Pyhäsalmi ore deposits at the other end of the sulphide belt differ somewhat from the Outokumpu type in both metal content and geological environment. They are massive polymetallic sulphide bodies with sphalerite as the most important mineral. The deposits are located in highly metamorphosed schists with a much higher content of volcanic material than those in the Outokumpu region.

Two strata-bound copper deposits have been found recently at Kittilä in North Lapland. One of them is in greenschist, the other in black schist. Sedimentary deposition in a volcanic environment is suggested. The radiometric age of mineralizations of this type is 2.05 to 2.3 b.y.

The second genetic group comprises nickel-copper sulphide deposits associated with ultrabasic intrusions. As already mentioned there are two distinct zones containing deposits of this type: the one in the Tampere area and the main nickel zone along the southern margin of the Lake Ladoga belt. The latter has been discussed by Gaal (1972), who called it the Kotalahti Nickel belt after the Kotalahti mine.

The third genetic group consists of chromium and iron-titanium mineralizations. Unlike the other two groups the known ore deposits of this group are distributed irregularly over the country. Some of them are situated in layered basic intrusions, such as the Kemi chromite and the Mustavaara ilmenite-magnetite deposits, which are associated with sill or dyke-shaped bodies of gabbro and anorthosite. Yet others are represented by the magnetite deposits in the ore zone of South Lapland (the Misi area), where they form stocks or stratified lenses mainly in serpentinites or gabbros

Iron ores of banded syngenetic type constitute the fourth group. Ore deposits of this type occur in several schist belts, but the majority are uneconomic in either size or grade. The Huhus deposit in southeastern Finland is composed of Early Precambrian iron ores in quartzose schists. In Kittilä greenschist area there are several horizons of banded iron formation of Middle Precambrian age that are connected with the sedimentation of tuffites and other volcanics. Magnetite is the main ore mineral, but the iron can also exist as carbonates and silicates. Only one hematite deposit is known (Taporova at the western margin of the Kittilä basin).

The Jussarö quartz-magnetite deposit on the coast of the Gulf of Finland is situated in Svecofennidic banded and folded metavolcanics and metasediments.

The fifth group is made up of epigenetic deposits of magmatic origin. These are stock-, vein- or pipe-type deposits containing copper, lead, zinc, tin, rare earths, etc. The most important of these deposits occur in Svecofennidic schist zones or close to their margins. A noteworthy feature is that no such deposits are known in the large granitoid areas in Central Finland and Lapland. The only ore mineralization in these areas consists of pegmatites with some lithium, beryllium, and other minerals.

In addition to these five genetic groups there are deposits of various origin, for instance several small skarn deposits containing both sulphide and oxide mineralization. Some of these skarns are metasomatic, and some are reaction skarns due to regional metamorphism. The best representative of this group is possibly the Karsikumpu copper deposit on the southeastern margin of the Lake Ladoga belt.

STRUCTURAL POSITION OF THE ORE ZONES

As already stated the ore deposits are restricted to certain areas. Data of 25 characteristic features in 270 ore deposits or showings were registered to study more thoroughly the correlation between the location of ore deposits and different geological features in their surroundings. The information includes the four most common rock types connected with the ore body, the metals and their content, structural position as related to folds, faults, and contacts, strike and dip, etc.

To avoid being misled by maps based only on the number of deposits the quantity of metals per km² is estimated on the basis of facts available. Figures 4 and 5 show the areal distribution of sulphur, iron, copper and nickel. They show the concentration of metals in certain areas. The trend of the zones of concentration corresponds to that of the metallogenetic map.

The correlation of ore deposits and metallogenetic zones with the structure of the bedrock has been the object of keen interest since the 1950's. New information is supplied by field observations, aerophotos and maps, satellite imagery and geophysical maps. There is evidence of the existence of extensive linear zones that coincide with geological features as well as ore zones.

Application of the slightly simplified geological map to the bedrock in Finland shows that several of the rock units have almost linear borders, which often also show the trend of the lithological units. This gives an impression of blocky structures. Especially

large plutons and the early Precambrian basement stand out clearly. Metasediments and metavolcanics exist as conform zones between the plutonic blocks. It has been shown (Teisseyre et al., 1969) that the block movements caused fracturing parallel to the block boundaries.

Lineament maps based on topographic maps, aerophotos, photo-mosaics and satellite imagery when available, are currently very popular. Fig. 6 is a lineament map covering the whole of Finland. The concentration of linear features is shown in certain zones, many of which correlate with the fault zones on Petrov's tectonic map (1970) of Karelia. Some of the linear features continue westwards into Sweden and Norway.

The interpretation of geophysical maps shows similar linear features that coincide with the linears mentioned above.

Intense movement has taken place in the zones between the plutonic blocks, or between them and the basement. They exhibit fracture and fault deformation and folding, all of which are common and conspicuous features of syngenetic ore deposits.

Some regularities can be found if the genetic ore groups given earlier are correlated with the structure of the bedrock. Group one consists of syngenetic, exhalative sedimentary and probably exhalative hydrothermal, sulphide deposits. The ore deposits of this type are located in two areas, the Lake Ladoga belt and the Kittilä area. In both areas the bedrock is composed of metasediments and metavolcanics. The linear features are concentrated in these areas and the different trends intersect one another. Gravimetric troughs exist in both areas. Geologically they are situated close to the pre-Karelidic basement. Kahma (1973) has suggested that the ores in the Lake Ladoga belt were separated into formations mainly volcanic or sedimentary, or both, which had risen up close to the pre-Svecokarelidic continental shelf. These formations may correspond to an island arc after the plate-tectonical model. The same interpretation is possibly also applicable to the Kittilä area.

The second group consists of nickel-copper sulphide deposits related to ultrabasic and basic magmatism. The material for these intrusions is believed to originate from the more basic sections of the crust. The deep-seated fault zones may have opened up routes and supplied sites of final deposition for these intrusions. Thus they should indicate the existence of fault zones, as in the "Kotalahti Nickel Belt" described by Gaal (1972). Another heavy concentration of fractures and a zone of lineaments exist in the nickel zone of the Tampere area. The location of the nickel deposits

seems to be connected with these features as it is also in the Kotalahti zone.

The chromium, iron and iron-titanium deposits of group three, which are associated with gabbro-anorthosite intrusions, are located along fracture trends or at the intersection of the fracture zones.

The banded iron deposits of the fourth group are situated in metasediments and metavolcanics. Their location depends on the existence of the sedimentary basins and the conditions prevailing in them during sedimentation. Research is underway to establish the most favourable horizons for the banded iron formation in both the pre-Svecokarelidic and the Svecokarelidic sediments.

The regularity of location of the fifth group (stock, vein and pipe deposits) is related to the structure of the bedrock and the igneous activity favourable for deposition. The location of this type of ore mineralization comes in the field of fracture tectonics, and lineament studies can be applied to aid the detection of the favourable areas.

CONCLUSIONS

The location of the known ore deposits shows a certain regularity which depends partly on the time of mineralization and partly on structural and lithological factors. There are four epochs of mineralization: 2.5 to 2.8 b.y. old, 2.05 to 2.3 b.y. old, 1.8 to 1.9 b.y. and 1.5 to 1.65 b.y. Most of the deposits of these groups are located in the terrain of the respective geological formation. The most obvious lithological dependence is revealed in the syngenetic deposits of volcanic-sedimentary origin and the deposits connected with ultrabasic and basic intrusions. The former deposits are most likely to be located in the mobile zones between the basement and granitoid blocks. The zones are remnants of ancient sedimentary basins characterized by vigorous folding and faulting. The location of stock, vein and pipe deposits is controlled by fracture tectonics. The fractures seem to be concentrated in and along the margins of the mobile belts.

The positive correlation between the location of ore deposits and fracture zones has long been known, also in the bedrock of Finland. In this country, where the bedrock is covered by glacial deposits and lakes, direct geological observations on fracture zones are very rare. A new tool for this research is offered by satellite

imagery. These studies, when further developed, will provide an abundance of data also for the exploration of new ore deposits.

REFERENCES

- G a a l G., 1972. Tectonic control of some Ni-Cu deposits in Finland. 24th IGC, Montreal. Section 4, p. 215-224.
- G a a l G., K o i s t i n e n T., M a t t i l a E., 1975. Tectonics and stratigraphy of the vicinity of Outokumpu, North Karelia, Finland. - Geol. Surv. of Finland. Bull. 271.
- H u h m a A., H u h m a M., 1970. Contribution to the geology and geochemistry of the Outokumpu region. - Bull. Geol. Soc. Finland 42, p. 57-88.
- K a h m a A., 1973. The main metallogenic features of Finland. - Geol. Surv. of Finland. Bull. 265.
- M i k k o l a A., 1971. Ore deposits of Finland as related to the structure of the bedrock. - Soc. Mining Geol. Japan. Spec. Issue n:o 3, p. 3-8.
- M i k k o l a A., N i i n i H., 1968. Structural position of ore-bearing areas in Finland. - Bull. Geol. Soc. Finland 40, p. 17-33.
- M i k k o l a A., V u o r e l a P., 1974. Linearity and ore bearing areas in Finnish bedrock. - Nordisk Geologmöte, Uleåborg. Abstract.
- M ä k e l ä M., 1974. A study of sulfur isotopes in the Outokumpu ore deposits Finland. - Geol. Surv. of Finland. Bull. 267.
- P e t r o v A.L., 1970. Old faults in the eastern part of the Baltic Shield. Amer. Geol. Inst., 191 (trans.) p. 56-62.
- S i m o n e n A., 1960. Pre-Quaternary rocks in Finland. - Bull. Comm. géol. Finlande, 191.
- T e i s s e y r e R., P e n t t i l ä E., T u o m i n e n H., V e s a n e n E., 1969. The horizontal spread of craton earthquakes and the corresponding blockmovements. Geophysica 10, p. 55-58.

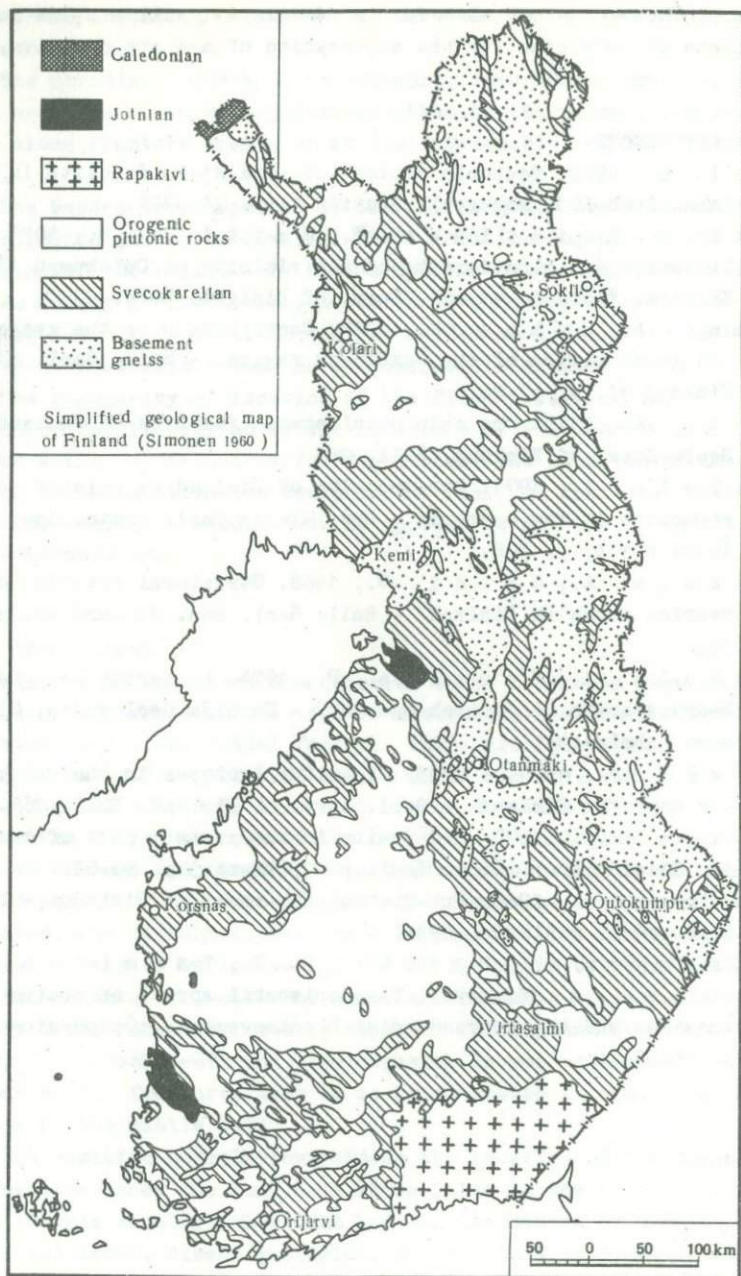


Fig. 1. Geological map of Finland

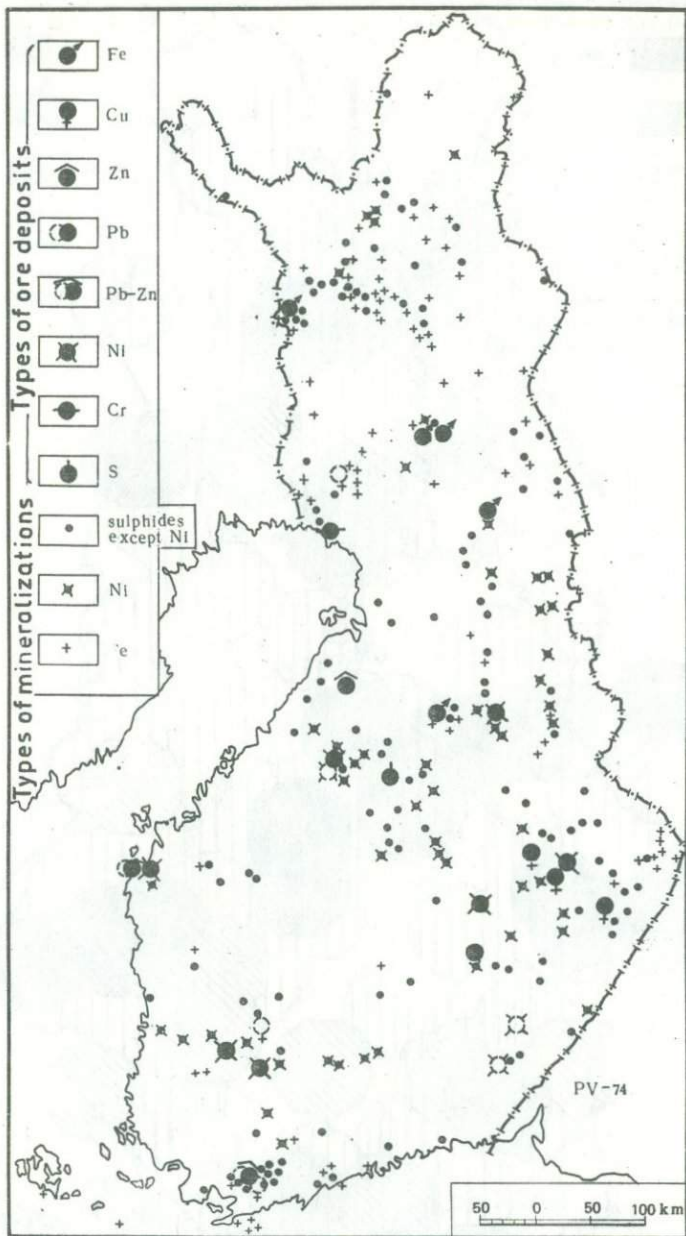


Fig. 2. Location of ore deposits in Finland

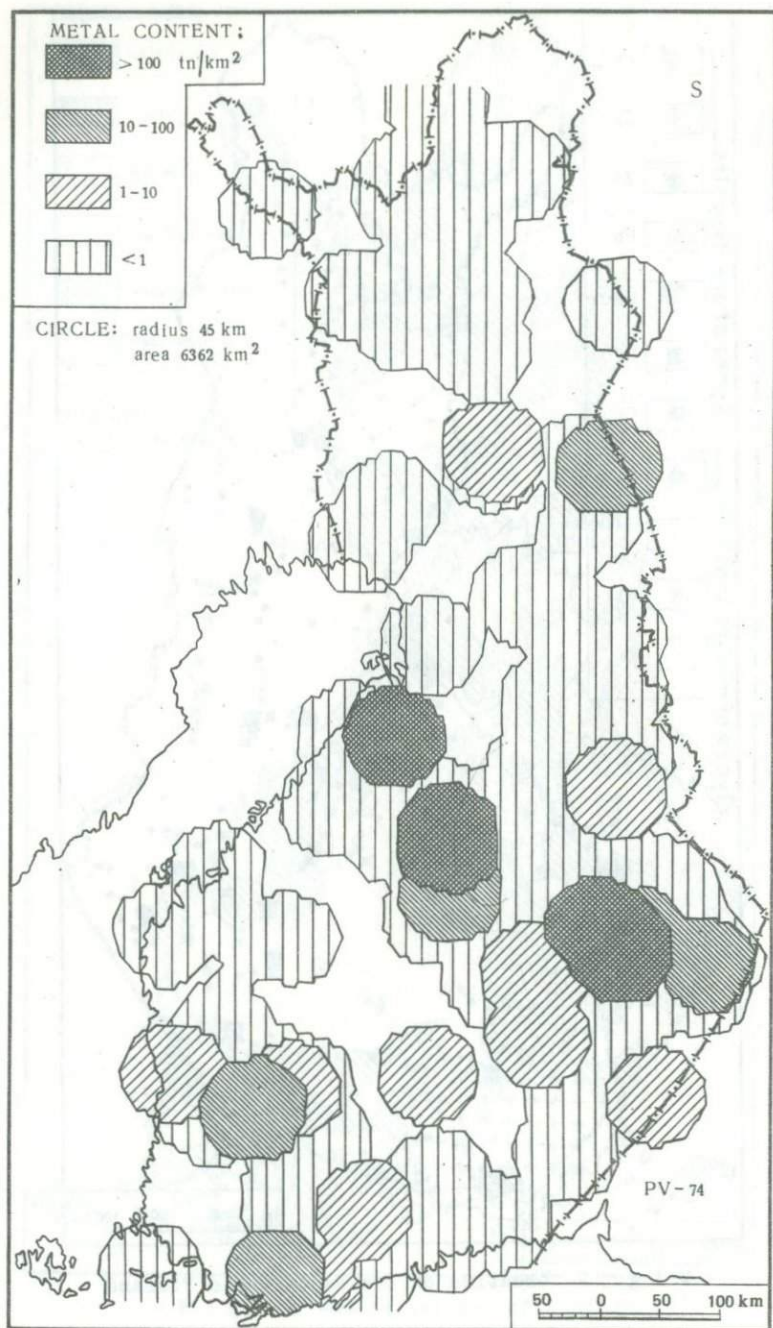


Fig. 4. Areal distribution of S in the know deposits

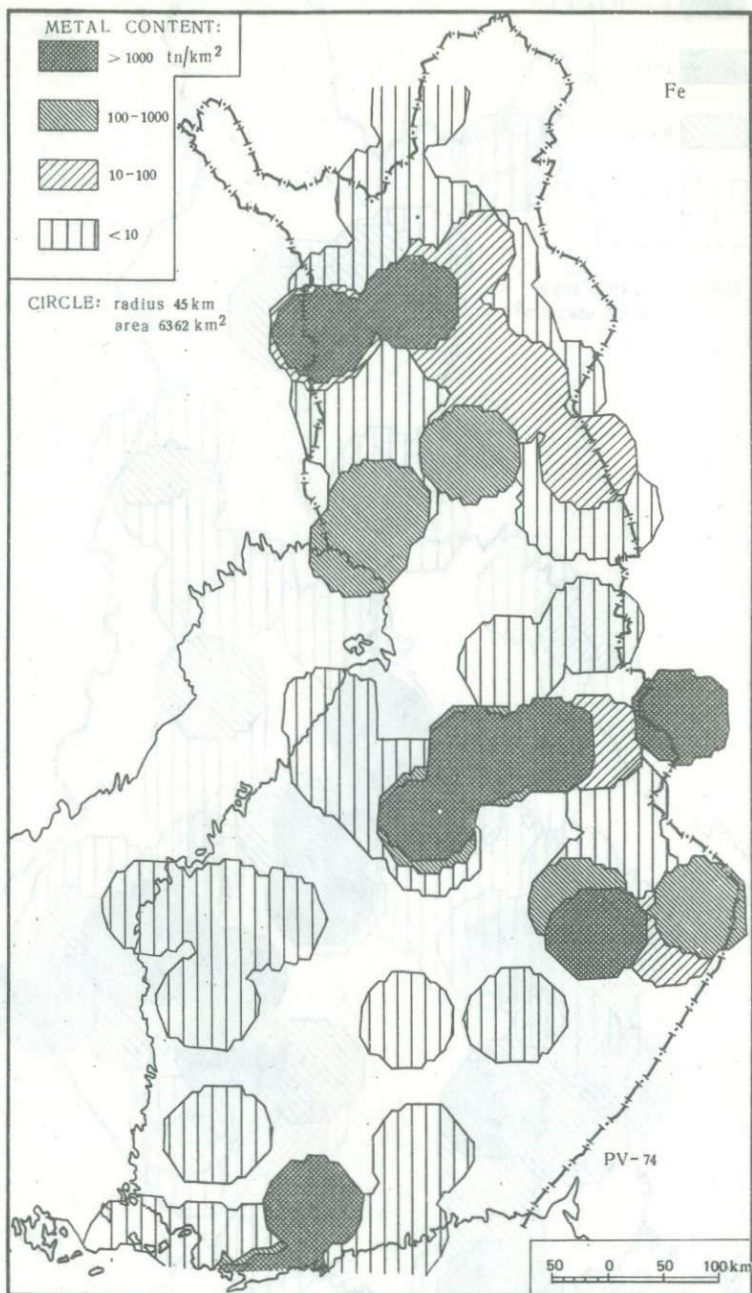


Fig. 5. Areal distribution of Fe in the known deposits..

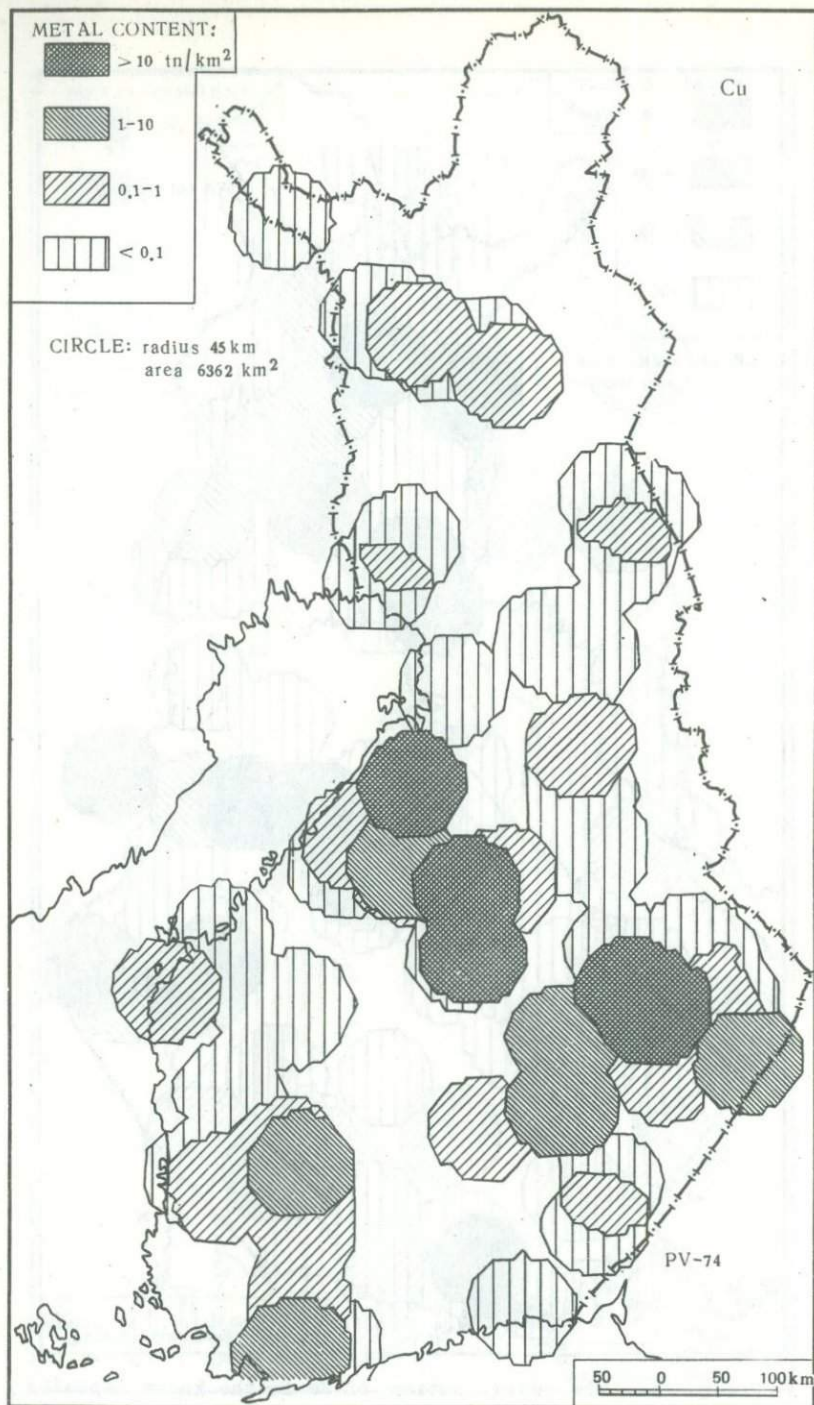


Fig. 6. Areal distribution of Cu in the known deposits

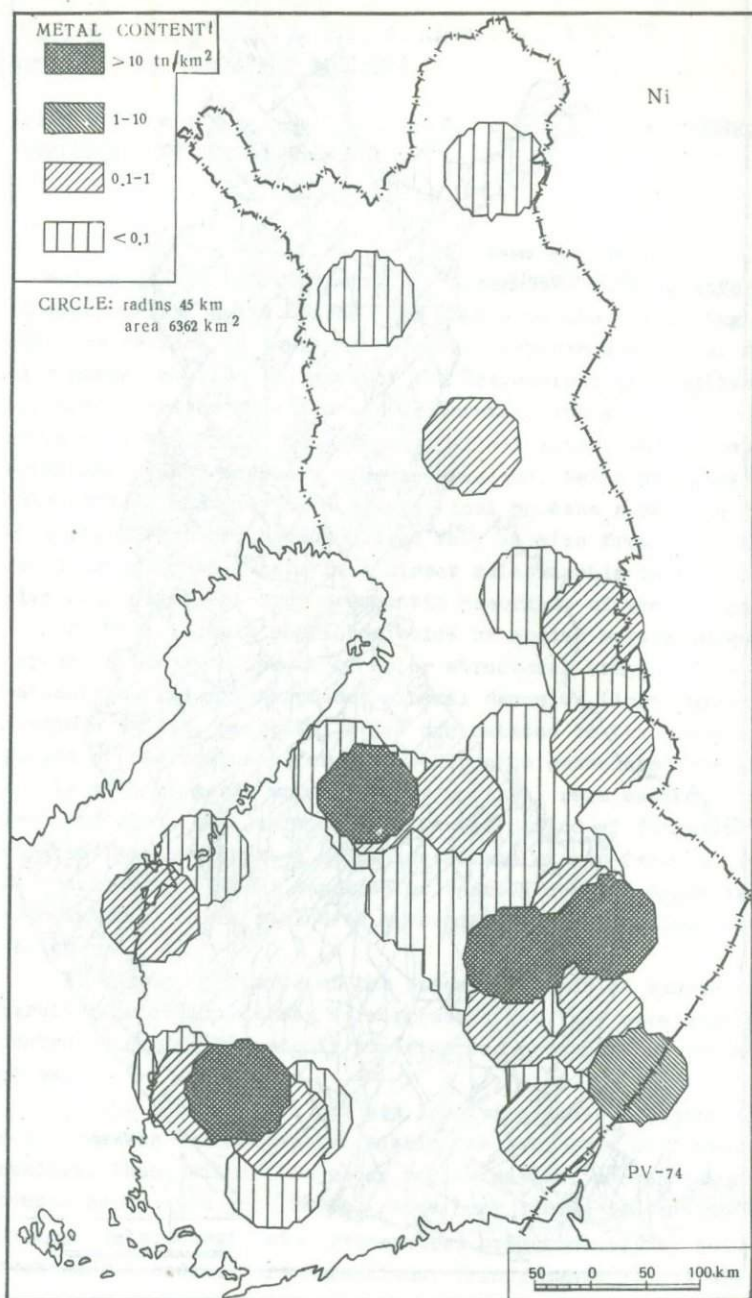


Fig. 7. Areal distribution of Ni in the known deposits

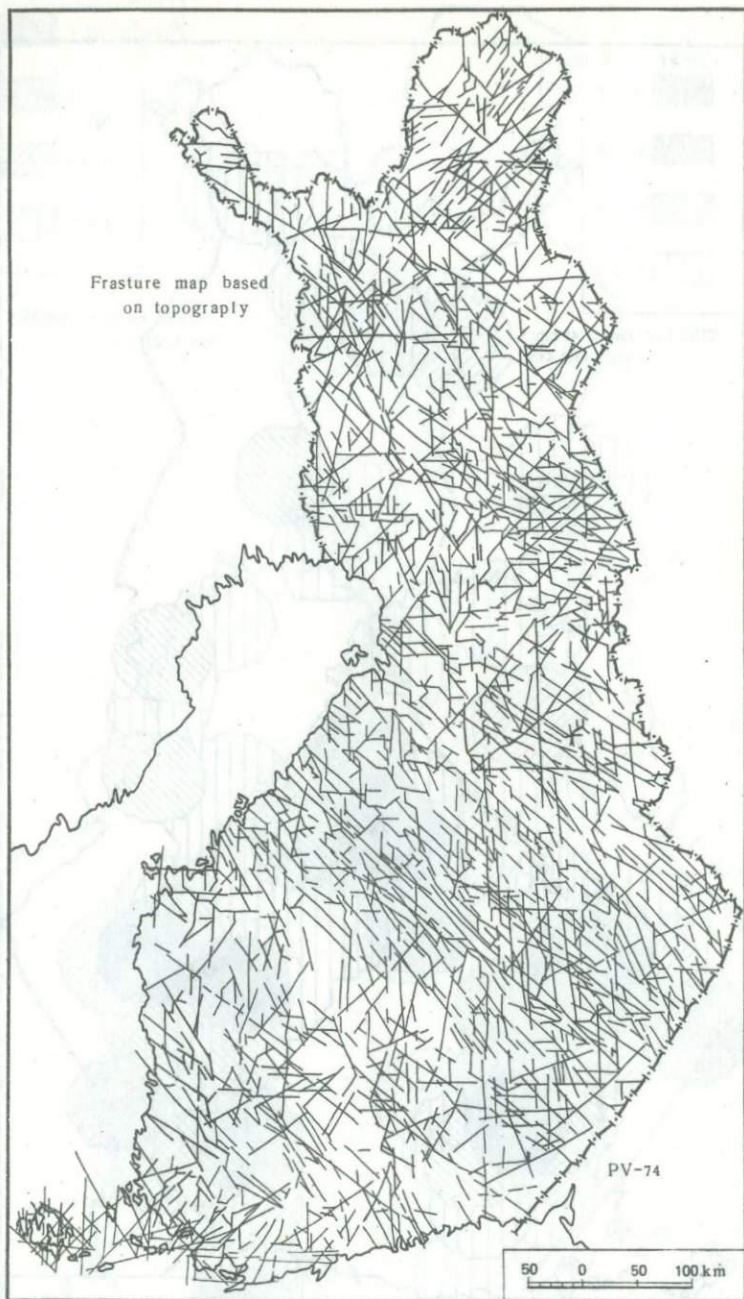


Fig. 8. Fracture map based on topography

1. Median masses are fragments of Riphean and older platforms in geosynclinal belts. These form stable blocks outcropping onto the surface or overlain by young orogenic sediments. Median masses consist of rocks of the Precambrian crystalline basement, various magmatic and sedimentary rocks contemporaneous with those of adjacent geosynclinal zones, and newest molasses. Median masses divide geosynclinal belts and areas into systems and play in a geosynclinal process a passive role of a rigid barrier. Median masses vary in size from minor to really great ones. There is a direct relationship between the size and subsequent tectonomagmatic reworking of median masses.

2. Metallogenic characteristics of median masses largely depend on the development of major structural stages. Thus, metamorphic and metamorphosed mineral deposits (iron, pyrite, precious stones, graphite, etc.) are related to the ancient period of the basement formation; deposits associated predominantly with orogenic magmatism (pegmatites, rare metals, iron, lead and zinc, etc.) are related to the period of formation of adjacent geosynclines, a mixed assemblage of non-ferrous, rare and radio-active metal deposits of various genetic types is associated with the period of subsequent tectonomagmatic activation.

3. Mineral deposits of the basement of median masses are rarely commercial. It may be suggested that they were mostly destroyed during repeatedly superimposed processes of metamorphism.

4. The geosynclinal process involving zones adjacent to median masses was manifested within the latter in different quality. Thus, within the older median masses, sequences contemporaneous with geosynclinal ones have lesser thickness and weaker dislocation, being represented predominantly by epicontinental sedimentary formations. Volcanogenic strata are developed there to a lesser extent, but, unlike them, synorogenic granitoids often are widely distributed. These are accom-

panied by important postmagmatic deposits of tungsten, tin, rare metals, lead, zinc, copper, etc.

5. Abundant hydrothermal, volcanogenic, and telethermal deposits of rare metals, copper, molybdenum, uranium, gold and silver, lead and zinc, fluorite, mercury, and antimony are associated with processes of the tectonomagmatic activation.

6. The Dziruli massif which is an exposed basement of the Transcaucasian median mass will be visited by participants of one of excursions after the sessions. Precambrian schists, amphibolites and gneisses are exposed in its central, most uplifted and eroded part. The Paleozoic in the Dziruli massif is represented by ultrabasic, gabbroic, and granitic rocks. Talc and serpentine deposits (Tselisi, Chorchana, etc.) and pegmatite veins in basic rocks are known within the older formations. The Dziruli massif of a rock assemblage contemporaneous with geosynclinal formations of the Greater Caucasus is accompanied with non-metalliferous minerals and coal deposits. The unique Chiatury and some other sedimentary manganese deposits as well as hydrothermal manganese, silicite, zeolite manifestations, etc. are related to the Paleogene and younger activation of the Dziruli massif. All these deposits are confined to the orogenic formations of fault-associated depressions.

Понятие о срединных массивах сложилось еще на заре учения о геосинклиналях, когда оно было сформулировано Кюбером (Zwischengebirge). Впоследствии это понятие было дополнено, однако по существу и сейчас отсутствует общепринятое определение наименования "срединный массив". Поскольку сообщение имеет чисто металлогеническое содержание, в нем не остается места для освещения различных точек зрения на природу этой категории геологических структур. Мы их понимаем, как обломки докембрийских (древних и эпибайкальских) платформ, расположенные во внутренних частях более молодых складчатых областей (герцинских, мезозойских или альпийских).

При таком определении за пределами настоящего анализа остаются архейские ядра протерозойских складчатых областей, так же как и палеозойские, заключенные в киммерийских и альпийских мобильных поясах. Первые из них входят в состав древних щитов, металлогению которых трудно расчленить на собственно платформенную и свойственную срединным массивам, а вторые следует отнести к остаточным или блоковым геантиклиналям. Эти последние по своей тектонической и металлогенической характеристике близки к срединным масси-

вам, но отличаются от них большей подвижностью, вследствие чего обычно включаются в состав геосинклиналей.

Мы полностью отдаем себе отчет в условности принятого определения срединных массивов. Так, в случае изменения представлений о геологическом возрасте фундамента геосинклинальных систем, как это имеет место в Киршехирском, Галатском и других Анатолийских массивах, относимых современными исследователями не к докембрию, а к палеозою и даже мезозою, их нельзя считать срединными массивами, поскольку они не соответствуют принятому определению. Тем не менее, оставляя неясные вопросы для дальнейшей доработки, мы сохраняем в качестве основного признака структур данного типа докембрийский возраст их фундамента и платформоидный характер последующих накоплений.

Срединные массивы, как это установлено в известных работах Н.С. Шатского, расчленяют геосинклинальные (складчатые) пояса и области на отдельные системы. Последние при анализе рудоносности принято именовать "металлогеническими провинциями". Однако при таком принципе районирования остается неясной принадлежность к составным частям геосинклинальных областей самих срединных массивов. Учитывая своеобразие их тектонического строения и рудной минерализации, мы считаем целесообразным срединные массивы относить к самостоятельным металлогеническим провинциям.

Срединные массивы в общем случае построены тремя различными геологическими комплексами: метаморфическими породами фундамента, образованиями осадочного чехла, синхронного с накоплениями сопредельных геосинклиналей, и ортогенными молассаами. Каждый из отмеченных комплексов соответствует отдельному структурному этапу и возник в определенных геологических условиях. Они разделены резкими несогласиями и отличаются один от другого как по характеру и интенсивности складчатости, так и по составу и мощности осадочных и магматических пород.

Фундамент построен докембрийскими геосинклинальными формациями, испытавшими интенсивные складчатость и метаморфизм. Они полностью соответствуют фундаменту сопредельной платформы, часть которой они и представляют, отличаясь лишь более интенсивным последующим, наложенным метаморфизмом, сприведированным тектоническими движениями сопредельных молодых геосинклинальных систем.

Учитывая направленность сообщения, мы стремимся, по мере возможности, приводить примеры по Кавказу и лишь изредка делать более далекие экскурсы. Кавказ в байкальском цикле, по-видимому, в течение всего рифея, так же как и сопредельные области Восточной

Европы и Передней Азии, представлял собой обширную геосинклиналь. В ее отдельных частях происходило накопление мощных терригенных либо вулканогенно-осадочных осадков. После консолидации геосинклинали в раннем кембрии возникла громадная эпиплатформенная структура, свидетелями которой являются не испытавшие дальнейшей регенерации геосинклинального режима части Мизийской, Скифской и Туранской плит, Родопский, Анатолийские, Ирано-Афганские и Закавказский массивы, Аравийская платформа. Крупные обломки эпибайкальской платформы, в дальнейшей своей истории в силу крупных размеров сохранившие стабильность, ныне выступают в качестве байкальских структур и представляют собой хорошие объекты для расшифровки этой отдаленной истории. Менее значительные части некогда единой платформы, захваченные в начале палеозойской, а затем и мезозойско-кайнозойской геосинклиналью, оказались переработанными дальнейшими тектоническими движениями. При этом мелкие их обломки выступают в качестве ядер антиклинальных структур разного типа, а более крупные представляют собой фундамент срединных массивов. Здесь байкальское основание полностью переработано, широко проявлены палеозойские и еще более молодые гранитоиды, а докембрийские осадочные породы превращены в кристаллические сланцы, филлиты и амфиболиты.

Второй структурный этаж срединных массивов — осадочный чехол сложен осадочными и редко вулканогенно-осадочными формациями, одновозрастными с осадками, накопленными в геосинклинальных бассейнах, обрамляющих срединные массивы. На Кавказе эти последние образовались в ранней юре, а максимального развития достигли в позднем мелу и палеогене. В отличие от типично геосинклинальных формаций на срединных массивах развиты пологоскладчатые эпиконтинентальные осадки умеренной мощности. Так, в Закавказском массиве мы имеем дело с маломощными отложениями лейаса, порфиритовой свитой байоса и далее — с полным разрезом карбонатных отложений мела. Они отличны от более мощных, интенсивно складчатых отложений, развитых в геосинклинальных системах Большого и Малого Кавказа, и относятся к иным формациям.

Третий структурный этаж построен орогенными молассаами, порой весьма значительной мощности. В Закавказском массиве эти образования развиты в восточном и западном погружениях, где они представляют накопления межгорных впадин — Куринской и Рионской. На дальнейшем продолжении массива в обоих направлениях распределены глубоководные Южно-Каспийская и Черноморская впадины, в пределах которых гранитный слой земной коры полностью редуцирован.

Металлогенические особенности срединных массивов определяются процессами, сопровождающими формирование трех отмеченных структурных этажей. В длительный период развития древней геосинклинали, родоначальной для пород фундамента, возникали месторождения, характерные для древних щитов (метаморфизованные первично-осадочные месторождения графита, железных руд, серного колчедана; пегматиты и др.), но в отличие от последних они обычно частично или полностью редуцированы в результате последующих метаморфизма и гранитизации.

В период развития сопредельных геосинклинальных зон срединные массивы часто захватываются процессами магматизма и рудообразования. Здесь проявляются обильный гранитоидный магматизм и свойственная ему металлогения редких металлов. Для многих массивов характерны медно-порфировые месторождения с повышенными содержаниями молибдена. Эта рудная формация обычно возникает в орогенные этапы развития сложных вулканоплутонических поясов, где она всегда генетически связана с близповерхностными монцитит- и гранодиорит-порфирами. Наиболее типичными структурами, вмещающими месторождения данной формации, являются остаточные геантиклинали, но они встречаются и в типичных срединных массивах (плато Колорадо, Паннонский массив). Представляется весьма существенным, что если в геантиклиналях остаточного типа медно-молибденовые месторождения образуются в орогенные этапы собственно геосинклинального развития, то в срединных массивах их возникновение обязано процессам тектоно-магматической активизации, причем, как правило, первой стадии этого процесса. Примером могут служить месторождения Паннонского массива, относящиеся к позднеэоценовому возрасту, тогда как основная масса свинцово-цинковых, золото-серебряных и ртутно-сурьмяных месторождений второй стадии активизации значительно более молодые — миоценового и плиоценового возраста.

Второй период развития срединных массивов спровоцирован тектоническими движениями, осадконакоплением и магматизмом сопредельных геосинклиналей, и поэтому металлогения его близка по возрасту и типу к геосинклинальной металлогении. Так, массивы Тихоокеанского пояса содержат преимущественно месторождения олова, вольфрама и золота, а Средиземноморского — меди, свинца и цинка, иногда молибдена. Одновременно месторождения второго периода не обнаруживают унаследованности от металлогении фундамента и всегда резко различны как по составу, так и генетически.

Третий период развития срединных массивов в металлогеническом отношении представляется главным, поскольку к нему приурочено об-

разование наиболее крупных и многочисленных рудных месторождений, как эндогенных, так и экзогенных. Их состав, как нам представляется, в значительной степени унаследован от возникших в первую стадию, но имеются и специфические особенности, определяемые в первую очередь последовательной сменой кислых магм основными. Все месторождения свинца и цинка, золота и серебра, сурьмы, ртути и других металлов, характеризующие металлогению различных срединных массивов, не имеют связи с геосинклинальным процессом, а должны быть отнесены к тектоно-магматической активизации. Эти два процесса — геосинклинальный и тектоно-магматической активизации — по своей направленности противоположны один другому. Если первый из них ведет к зарождению и наращиванию континентальной земной коры, и в частности ее гранитного слоя, то второй обуславливает уничтожение континентальной коры, подъем границы М и в конечном счете — океанизацию. Процесс этот далеко не всегда доходит до конца, вследствие чего мы имеем возможность наблюдать в пределах современных платформ, складчатых областей и срединных массивов продукты отдельных стадий активизации.

Месторождения срединных массивов, возникающие в третий период их развития, часто относятся к вулканогенному типу и представлены металлами средних и основных магм. Существует представление, что первоисточником ряда экзогенных месторождений железа и марганца является вулканизм (Г.С. Дзоценидзе). Примером таковых служит известное Чиатурское месторождение марганца, расположенное на периферии Дзиркульского массива. По способу образования оно является типично осадочным, а источником металла, возможно, служил вулканизм, столь активно развившийся в сопредельной Аджаро-Триалетской геосинклинали.

Хейкки Папунен (Финляндия)
ВОПРОСЫ ГЕНЕЗИСА СУЛЬФИДНЫХ МЕДНО-НИКЕЛЕВЫХ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ В ЮЖНОЙ ФИНЛЯНДИИ

Heikki Paupanen (Finland)
GENETIC ASPECTS OF THE SULFIDE NI-CU
DEPOSITS OF SOUTHERN FINLAND

Сульфидные медно-никелевые месторождения составляют единую группу среди докембрийских рудных месторождений. Проблема их генезиса имеет большое значение для познания металлогении докембрия.

В Южной Финляндии находится несколько медно-никелевых сульфидных месторождений в изверженных породах основного и ультраосновного состава. Тела базит-гипербазитов образуют совершенно определенные пояса; два из них наиболее интересны. С главнейшим никеленосным поясом связаны четкие аномалии силы тяжести. Таким образом, никеленосные тела основного состава обнаруживают совершенно определенное пространственное распространение.

Никель равномерно распределен между сосуществующими сульфидной и силикатной фазами. Содержание никеля в темноцветных силикатах — оливине, пироксенах и амфиболах — интрузивных пород может указывать на никеленосную минерализацию.

Валовый состав (никеленосных) интрузивных пород основной или ультраосновной. В том случае, когда породы дифференцированы, количество кремнистых дифференциатов (никеля) невелико. Замечено также, что ультраосновные тела на ранних этапах кристаллизационной дифференциации крупных plutонов гранодиоритового состава бедны никелем.

Температура кристаллизации интрузивного тела основного состава может быть измерена на основании данных коэффициента распределения никеля между двумя сосуществующими силикатными минералами. Сульфидная медно-никелевая минерализация приурочена к высокотемпературным областям интрузивного тела. Наконец, рудная минерализация контролируется также контактными зонами интрузива и его тектоническими особенностями. Несмотря на то что основные интрузии, вмещающие оруденение, обычно метаморфизованы и деформированы, все же в ряде случаев выявляется их слоистая структура.

Изотопные составы серы заметно меняются в различных структурных типах руд одного месторождения.

Контакты руды и вмещающих пород, а также зоны брекчирования, формы вмещающих оруденение интрузив основного состава - все это свидетельствует о том, что содержащие никель интрузии являются до- или синтетектоническими.

В настоящее время проводятся детальные петрографические, геохимические и тектонические исследования пород ультраосновного и основного состава Северной Финляндии.

During the last 15 years the mafic and ultramafic intrusions of Finland have been subjected to detailed petrologic and geochemical investigations (Häkli, 1970, 1971; Gaal, 1972). These investigations have revealed the existence of the sulfide Ni-Cu deposits in certain type of mafic and ultramafic intrusions in southern Finland. The areal distribution of the nickel-bearing intrusions and ore deposits is indicated on the metallogenic map of Finland (Kahma, 1973). The deposits are located mainly along two separate belts running across the Baltic Shield in Finland. Intense exploration and study of basic intrusions throughout southern Finland, even those outside these belts, indicate that sulfide Ni-Cu deposit in mafic host rocks is more likely to exist along these belts than outside them. The belts have been called the "Kotalahti nickel-belt" by Gaal (1972) and the "Pori-Kylmäkoski zone" by Häkli (1971).

Even so, the regularity of the spacial distribution does not explain the primary origin of the Ni-bearing mafic and ultramafic intrusions. The textures and structures of the sulfide minerals indicate of liquation and high temperature crystallization, and thus the sulfide Ni-Cu deposits are genetically associated with basic magmatism. Magmatism of this kind might occur in either orogenic belts, or more stable areas, cratons. The present study describes the geologic features which might have genetic significance and indicate the original setting of the nickel-bearing mafic and ultramafic intrusions of southern Finland.

Both areas or belts of nickeliferous basic intrusions are parallel with the gravity anomaly zones visible in the Bouguer anomaly map of Finland (Honkasalo, 1962). In this respect the belts of Fin-

land are similar to the Manitoba nickel belt and the English River (Ont.) gneissic belts of Canada, in which the intrusions are associated with fault zones (Naldrett and Gasparrini, 1971). To date there have been no deep-seismic studies in Finland, but it is suggested that the gravity anomalies are caused by the variation of crustal thicknesses.

Along the zones, there is appreciable variation in the number of ultramafic intrusions per unit area, as well as in their form and size. Small single lenses may be no more than 10 m in diameter, but some bodies are as much as 10 km in width. A feature common to all of them is their location in gneiss areas that are strongly migmatized and metamorphosed, which makes it difficult to recognize their original chemical composition and textures. Some of the gneisses are metamorphic graywackes, some of them metamorphic volcanics. During migmatization the mafic bodies were brecciated and deformed so that in places, they exist as small fragments in migmatite as described from Kotalahti by Haapala (1969) and Papunen (1970).

The form of the intrusions and the distribution of the different rock types in the mafic intrusions vary, there being both undifferentiated ultramafic bodies and differentiated intrusions. The former group includes the Hitura body with a core of serpentinite and margins of peridotite or amphibole-rock (Papunen, 1970). The richest sulfide mineralization occurs regularly along the vertical contact zones of the body. The same undifferentiated ultramafic serpentinite-peridotite type also includes the Stormi body at Tyrvää in SW Finland ("Pori-Kylmäkoski belt"), which displays mineralization along its basal contacts (Häkli, 1971). Economically the most important nickel ore body in Finland, Kotalahti, is differentiated and contains a continuous series of rock types from peridotites to diorites (Haapala, 1969; Papunen, 1970). The small mined-out orebody of Kylmäkoski in SW Finland is also of this differentiated type of intrusion.

The marked diversity of forms and the brecciation of the bodies indicate that they have undergone the same metamorphic processes as the gneissic host rocks. The mineral composition of the mafic rocks might be altered during metamorphism, the orthopyroxenites being altered to cumingtonite-anthophyllite rocks or perknites and the peridotites being serpentized. The sulfide phase has also been altered: the serpentization process accompanied the deposition of magnetite at the expense of sulfides, and the sheet silica-

tes, chlorite or serpentine and amphiboles replace the sulfides in places. Mackinawite and violarite as well as valleriite were also formed during serpentinization (Papunen, 1970).

The tectonic and structural features of the mafic bodies: their shear zones, contacts and cutting amphibolite (trapp) or pegmatite veins, correlate in part with the massive or brecciated ore types. This indicates that the sulfides were metamorphosed and accumulated during the late tectonic stages. Nonetheless almost all the bodies also show a weak or moderate layered enrichment of sulfides, conform to the major forms and shapes of the mafic body. The layering evidently indicates a gravitative differentiation of the body and also that the sulfides were an essential part of the ultramafic body during the early stages of magmatic crystallization.

The various mafic and ultramafic bodies are all of fairly similar chemical composition (Papunen, 1970), and the magma type resembles tholeiitic. Furthermore, in the sulfide phase the Ni to Cu ratio varies from 1.5 at Kylmäkoski to 2.4 at Kotalahti and about 3.5 at Hitura. The Ni to Co ratio at Kylmäkoski is 17, at Kotalahti 12.8 and at Hitura about 30. Some of the bodies also contain elements of the platinum group, mainly Pd and Pt. The platinum-group minerals are concentrated in tectonic shear zones inside the bodies. The PGE were enriched and deposited during a very late, possibly hydrothermal stage of metamorphism.

The distribution of nickel between coexisting silicate and sulfide phases has been studied in several mafic and ultramafic intrusions (Häkli, 1963, 1970, 1971). Nickel exists in widespread equilibrium between both phases, which means that if the nickel content of the silicates is high in relation to their magnesium content the nickel content of sulfides must also be high and vice versa. Thus, ultrabasic bodies which are combined with large granodioritic intrusions, synkinematic plutons, and belong to the same differentiation series as they do, are generally poorer in nickel than are ultramafic or mafic rocks which contain only small amounts of dioritic or granodioritic differentiates. Therefore, the nickel content of the primary magma is related to its bulk composition and the more basic magmas commonly have high nickel abundances. The sulfur isotopic study that conducted at the Kotalahti Ni-Cu deposit gave the very uniform value of $\delta^{34}\text{S} = 2.08$ per mil with a standard deviation of 0.328 per mil. The population of analyzed samples, a total of 36, included all mineralization types, even the

massive and brecciated ores which might have mobilized during metamorphism. There is no marked difference in the sulfur isotope value between different ore types, and metamorphism has not caused any marked differentiation of sulfur isotopes, evidently because the processes took place at high temperatures.

In conclusion it may be stated that the nickel-bearing mafic and ultramafic bodies in southern Finland are controlled by certain belts that have arisen as a consequence of premetamorphic geologic evolution. All of the deposits have some geologic features in common:

- The mineralized bodies are located in highly metamorphic gneiss belts and do not seem to correlate with any stratigraphic horizon.
- The same metamorphic features are manifested in both the host rock types and the sulfide accumulations.
- An indistinct layering of sulfides can be encountered in almost every intrusions.
- The bodies are brecciated by syn- and latekinematic granite veins.
- The different intrusions and ore bodies are alike in geochemistry.

The nickel-bearing intrusions of southern Finland evidently belong to the same geologic group and are genetically related to each other.

One explanation of their origin, given by Gaal (1972), is that they intruded along major crustal fault zones and that their material derives from the mantle. The shear zones created pressure minima suitable for magma intrusion. This explanation does not consider, however, the premetamorphic features of the mafic bodies and ore deposits. It seems probable that the intrusives were not differentiated in situ by gravitational settling because the zoning of the rocks types in the bodies is upside down in many places: ultramafic differentiates are at the top and the more felsic differentiates at the bottom, as in the Kotalahti and Kylmäkoski bodies. They might have been differentiated already in the extreme upper part of the mantle and subsequently emplaced as multiple intrusions. The sulfides followed the ultramafic, first phase of intrusion and differentiation, but settled down during final crystallization, thus causing the weak layering visible in many intrusions. The subsequent tectonic and metamorphic processes mobilized the sulfides to a certain extent, redepositing them along the shear zones.

The intrusions of southern Finland differ from the large layered intrusions of the Kemi-Kainuu belt which intruded along the boundary between the Karelian schists and the Pre-Karelian basement. The ultramafic bodies of Central Lapland and especially of the Kuhmo-Suomussalmi schist belt are also evidently genetically related with the volcanic greenstone belts and these ultramafics, some of them at least, are ultramafic flows.

REFERENCES

- G a a l G., 1972. Tectonic control of some Ni-Cu deposits in Finland. Int. Geol. Congr. 24th session, Montreal, Sect. 4, 215-224.
- H a a p a l a P., 1969. Fennoscandian nickel deposits. Econ. Geol. Monograph 4, 262-275.
- H o n k a s a l o T., 1962. Gravity Survey of Finland in the years 1945-1960. Bouguer anomalies. Finnish Geol. Inst. Publ. 55.
- H ä k l i T.A., 1963. Distribution of nickel between the silicate and sulphide phases in some basic intrusions in Finland. Bull. Comm. geol. Finlande, 209, 1-54.
- H ä k l i T.A., 1970. Factor analysis of the sulphide phase in mafic-ultramafic rocks in Finland. Bull. Geol. Soc. Finland 42, 109-118.
- H ä k l i T.A., 1971. Silicate nickel and its application to the exploration of nickel ores. Bull. Geol. Soc. Finland 43 (2), 247-263.
- K a h m a A., 1973. The main metallogenic features of Finland. Geological Survey of Finland Bulletin 265, 1-29.
- N a l d r e t t A.J., G a s p a r r i n i E.L., 1971. Archean nickel sulfide deposits in Canada: Their classification, geological setting and genesis with some suggestions as to exploration. Geol. Soc. Australia, Spec. Publ. 3, 201-226.
- P a p u n e n H., 1970. Sulfide mineralogy of the Kotalahti and Hitura nickel-copper ores, Finland. Ann. Acad. Sci. Fennicae, Ser A III, 109, 1-74.

Р.А.Бинс, Д.И.Гровес, Р.Д.Гинторп (Австралия)
СУЛЬФИДЫ НИКЕЛЯ В АРХАИЧЕСКИХ УЛЬТРАМАФИЧЕСКИХ
ПОРОДАХ ЗАПАДНОЙ АВСТРАЛИИ

R.A. Binns, D.I. Groves, R.J. Gunthorpe
(Australia)

NICKEL SULPHIDES IN ARCHAIC ULTRAMAFIC ROCKS OF WESTERN
AUSTRALIA

В провинции Истери Гелдфилдс Блока Йилгарн в поясах зеленокаменных пород метаморфизм варьирует от слабого (пренит-цумпеллиитовая фация) до самого высокого (амфиболитовая фация). Промышленная никелево-сульфидная минерализация приурочена исключительно к породам амфиболитовой фации, в большинстве своем сильно нарушенным. Ультрамафические^I вмещающие породы и минерализация в них подверглись метаморфизму.

Выделены два типа ультрамафических вмещающих пород: 1) образованные по кумулятивным дунитам в дайкоподобных интрузиях, имеющих большое протяжение по горизонтали, и 2) образованные по меньшим перидотитовым потокам или по субвулканическим sillам, ассоциирующим с коматитовыми вулканическими комплексами. Полностью перекристаллизованные породы этих двух типов различаются по геохимическим характеристикам. При этом вулканические-субвулканические вмещающие породы содержат Са, А1, Ст и т1 больше, чем дайки, что отражает количество клинопироксена и стекловидной основной массы в материнской породе первых. Однако вулканические-субвулканические материнские породы в большей степени магnezиальные, чем породы "В" зоны, которая находится в низах перидотитовых коматитовых потоков, обладающих спинифексовой текстурой.

Единственные существенно неизменившиеся магматические сульфиды Ni, известные в Йилгарнских ультрамафических породах, обнаружены в редко сохраняющихся свежих дунит-

^I В Западной Австралии в связи с тем, что вышеуказанные минерализованные вмещающие породы часто содержат больше 45% SiO₂, по отношению к таким породам предпочитают применять термин "ультрамафические" вместо термина "ультраосновные".

тах дайкоподобных интрузий. Они представляют собой промежуточную вкрапленность (до 7% сульфидов) с преобладающим пентландитом. Низкие значения соотношения Fe/Ni выражают бедную железом и богатую никелем природу оливинов в коматитовых ультрамафических породах.

При возрастании степени метаморфизма дуниты преобразуются в lizardит-пирроавритовые серпентиниты, антигеритовые серпентиниты (и тальково-магнетитовые породы), а также в ферстерит-тальковые породы (с антофиллитами или элстатитами при достижении самой высокой степени метаморфизма). Некоторые породы высокой степени метаморфизма представлены тектенитами или так называемыми "гранофельзами", содержащими в большом количестве оливин, которые, возможно, ранее и не подвергались серпентинизации. Параллельно наблюдаются изменения в минералогическом, геохимическом составе и морфологии сульфидов. В серпентинитах минерализация остается рассеянной, но по сравнению с дунитами, являющимися материнской породой, здесь один из главных компонентов - пирротин и соотношение Fe/Ni становится другим.

Судя по геохимическим и минералогическим данным, во время серпентинизации имели место привнос серы из внешнего источника и высвобождение в значительном количестве Fe и в незначительном - Ni из оливина в халькофильные фракции. В разностях более высокой степени метаморфизма, содержащих большое количество метаморфического оливина, по краям интрузий, где, вероятно, локализовались интенсивные деформации, обнаружены гораздо более концентрированные вкрапленные руды, так называемые "матричные" (может быть, сидеритовые) руды, и даже массивные руды с преобладающим пирротинном. В целом можно сказать, что в этих сульфидных рудах существует зависимость их количества от соотношения Fe/Ni . Некоторое обогащение сульфидами произошло за счет реакций высокотемпературной дегидратации, но образование таких руд и их геохимический состав в основном обязаны механической сегрегации пластичных фаз и, возможно, диффузии, вызванной стрессом. Во многих месторождениях осложняющим фактором служил ретроградный метаморфизм.

Вулканический-субвулканический тип ультрамафических пород содержит тот же ряд метаморфических производных,

при этом тремолит, хлориты и доломиты присутствуют в качестве дополнительных фаз. В неметаморфизованных вмещающих породах этого типа минерализация не обнаружена. На участках, где метаморфизм происходил в условиях зеленокаменной фации, известны некоторые вкрапленные руды; они еще недостаточно исследованы. В подземных выработках на месторождениях на участках амфиболитовой фации выяснен четко выраженный структурный контроль рудной концентрации: здесь развились руды того же самого рода, как и в сильно метаморфизованных дунитовых дайках. Можно предполагать подобную же последовательность изменений парагенезисов сульфидов во время серпентинизации и обогащение во время деформации и высокой степени метаморфизма.

Предположение о существовании сульфидов в метаморфизованных вулканических-субвулканических породах еще до метаморфизма (хотя и в менее измененном виде) базируется на следующих признаках: 1) местонахождение руд в низах толщи; 2) сохранение своеобразного хромового магнетита (очевидно, кристаллизовавшегося из сульфидно-окисного расплава); 3) геохимические параметры соотношений Ni/Cu и Ni/Se . Убедительных доказательств того, что в йилгарнских породах метаморфические процессы непосредственно привели к крупномасштабному образованию никелевых руд, нет.

В целом можно сказать, что архейские месторождения никелевых руд Западной Австралии представляют собой именно дометаморфические руды, однако результаты обогащения, происшедшего в течение процесса метаморфизма, таковы, что эти руды можно классифицировать и как метаморфогенные рудные тела. Таким образом, для этого рода месторождений метаморфизм является важным фактором, который необходимо принимать во внимание при разведке месторождений. Этим не следует пренебрегать и при генетических исследованиях, так как многие из критериев, ранее выдвигаемых в поддержку простых магматических моделей концентрации руд, имеют иные объяснения с позиций метаморфизма.

Economic nickel sulphide deposits in the Eastern Goldfields Province of the Yilgarn Block are confined to greenstone belts that suffered amphibolite facies metamorphism. The ores and ultramafic host rocks shared this metamorphism. Two types of ultramafic host rocks have been recognised: (1) the derivatives of cumulate dunites in dyke-like intrusions with great lateral extent, and (2) the derivatives of smaller peridotite flows or subvolcanic sills in komatiitic volcanic sequences: the mineralized hosts are distinctly more magnesian than the basal B-zones of the associated spinifex-structured peridotitic komatiite flows. Certain geochemical characteristics distinguish the two types, even where they are completely recrystallized; the volcanic-subvolcanic hosts are normally richer in Ca, Al, Ti, and Cr than the dykes.

Essentially unmodified magmatic Fe-Ni sulphides are disseminated in rare relict dunites preserved in dyke-like intrusions. These are dominated by pentlandite, which is typically interstitial to relict olivine. The low Fe/Ni ratios that typify such disseminated sulphides are considered to be a hallmark of immiscible sulphide melts associated with komatiite magmas.

During metamorphism the dunites were converted to serpentinites and talc-magnesite rocks at lower grades, and to olivine-talc rocks and olivine-rich tectonites at higher metamorphic grades where deformation was more pronounced. There is a sympathetic change in the nature of the mineralization. Sulphides remain disseminated in serpentinites, but pyrrhotite becomes a major constituent and Fe/Ni ratios become diversified relative to sulphide aggregates in dunite parents. Geochemical and mineralogical evidence suggests that pre-existing sulphides were modified by addition of sulphur from an external source, together with release of significant Fe and minor Ni from olivine during serpentinization. More concentrated ores, including pyrrhotite-dominated massive ores, may occur near the margins of intrusions in the highest grade metamorphic environments. These generally have higher Fe/Ni ratios than sulphides occurring in serpentinites.

High temperature dehydration reactions in silicates cause some effective sulphide enrichment, but mechanical segregation of ductile phases in marginal zones of more intense penetrative deformation, and further diffusion under essentially hydrothermal conditions during metamorphism, appear mainly responsible for the production of such ores. Retrogressive metamorphism is a complicating factor in many deposits, as it results in the generation of additional sulphide phases and magnetite.

The volcanic-subvolcanic peridotite type of host rock shows an equivalent range of metamorphic products to the dunite dykes, although no mineralization is known from essentially unmetamorphosed hosts of this type, and the rarely observed disseminated sulphide occurrences in greenschist facies domains are poorly documented. A feature of the nickel ores from amphibolite facies environments is their pronounced structural control. As for the dyke-type deposits, a sequence of modification of sulphide parageneses during serpentinization and of enrichment during deformation and high grade metamorphism is envisaged for this mineralization.

No evidence has been found to suggest creation of major ore bodies by direct metamorphic processes. The relationship of ores to specific ultramafic hosts together with geochemical parameters such as Ni/Se and Ni/Cu support the concept that the nickel deposits were formed by modification of former magmatic sulphides. The Archaean nickel deposits of Western Australia therefore consist of metamorphosed deposits, but enrichment related to metamorphism is so important that they might be classified as metamorphic ore-bodies. Thus, metamorphic effects must be taken into account during exploration, and should not be neglected in genetic studies. In particular, many of the criteria previously advanced in support of simple magmatic models of sulphide concentration have alternative metamorphic explanations.

INTRODUCTION

Following the discovery of Kambalda in 1966, exploration geologists and research workers quickly realized that an important new class of ore deposit was represented by the nickel sulphide deposits that were discovered in rapid succession throughout Archaean greenstone belts of the Eastern Goldfields Province, Yilgarn Block (Fig. 1). In this Province, relatively Cu-poor, Fe-Ni sulphides occur in association with highly magnesian rocks of komatiitic affinity (Viljoen and Viljoen, 1969), the ore concentrations commonly lying towards what appears the base of their ultramafic¹ hosts. A magmatic model, developed from earlier interpretations of the Sudbury Eruptive, became widely adopted to explain their origin.

¹ Since silica contents may exceed 45%, particularly when expressed on a volatile-free basis, the term "ultramafic" rather than "ultrabasic" is used collectively for these rocks.

This model assumed gravitational settling of immiscible sulphide melts from relatively fluid, magnesium-rich magmas (Ewers and Hudson, 1972; Hudson, 1972; Naldrett, 1973).

Until the later phases of the major period of nickel exploration, however, it was not widely appreciated that these deposits normally occur in intensely deformed and recrystallized settings, and that the ultramafic hosts shared the metamorphism evident in adjacent country rocks. Although metamorphic grade varies from prehnite-pumpellyite facies to the highest amphibolite facies (with the granulite facies developed locally) throughout the Yilgarn greenstone belts, known occurrences of commercially-viable nickel sulphide mineralization are restricted to amphibolite facies environments. The greater majority are situated in mid to high amphibolite facies belts of dynamic metamorphic style (Binns et al., 1976, Fig. 1). According to Soviet and Eastern European terminology, they may be regarded as "metamorphogenic" nickel deposits, and the following major questions arise.

1. What were the parents of the metamorphosed ultramafic rocks in which the ores now occur?
2. Were the sulphides present before the metamorphism? If so, how extensively have they been modified, and what constraints must be placed on magmatic or other genetic models? Alternatively, were they actually created by processes associated with the metamorphism? In other words, to use the nomenclature applied in English-language literature, do the sulphides represent metamorphosed or metamorphic ores respectively?

These questions express the objectives of a research project pursued since 1971 by staff and research students in the Geology Department of the University of Western Australia. The following contribution to the symposium summarizes salient aspects of the still-uncompleted project. Although we shall infer an important role for magmatic processes, it is worth emphasizing that this was by no means clear at the outset, for many of the criteria used to support former magmatic models had justifiable alternative explanations in terms of metamorphic phenomena.

CONTRASTING ULTRAMAFIC HOST ROCKS

Introduction

The original petrological and field characteristics of ultramafic rocks in the Yilgarn greenstone belts are obviously best established

in areas with the lowest metamorphic grade, where igneous textures and some relict minerals are typically preserved despite widespread metamorphic reconstitution. However the virtual restriction of mineralization to high grade metamorphic environments, and the large areas of poorly exposed terrain between relevant outcrops, are major problems. In view of this, a comparative approach to the evaluation of host rock parentage has been adopted in which emphasis is placed on geochemical data and careful assessment of metamorphic parageneses. Two different kinds of ultramafic host have been distinguished using these criteria in conjunction with fragmentary field evidence.

Dunitic Intrusions

The first is a series of large dyke-like intrusions, composed mainly of dunite and its recrystallization products. These may appear both locally and regionally conformable, but they are demonstrably slightly transgressive to the greenstone stratigraphy in places. Structural complexity and poor exposure prevent an unequivocal interpretation of the original shape and size of these bodies. Although they appear to extend laterally along discrete zones for great distances, in one instance for over 200 km (Fig. 1), their lenticular and discontinuous nature in each zone is compatible both with a number of separate bodies, some at least 20 km in length, or alternatively with one major body which has been strongly boudinaged: the latter interpretation is preferred. Widths vary from 100 m to 1 km. Relict or only partly-recrystallized dunites, preserved towards the centre of relatively thick portions of such intrusions, are known from four localities (at Betheno near Mount Keith, Perseverance, Mount Hope, and Digger Rocks; see Fig. 1). These are essentially monomineralic rocks composed of close-packed euhedral and subhedral olivine crystals, typically from 5 mm to 1 cm in diameter, with a conspicuous cumulate structure modified by adcumulus growth. The olivines are remarkably magnesian (89-95 mole percent forsterite) and generally contain from 0.45 to 0.50 wt. percent NiO. Relict features of serpentinites in low grade metamorphic domains (e.g. Wiluna-Mount Keith, Fig. 1) indicate that similar dunites formed the greater part of these intrusions. Pyroxenitic marginal zones and some more evolved fractionates such as gabbro and granophyre are rarely developed, but nickel sulphides are associated exclusively with the dunites. The parent magma for the intrusions was probably of peridotitic komatiite composition.

Since these intrusions transgress metamorphic domain boundaries (Binns et al., 1976), the sequence of metamorphic parageneses

is reasonably well understood. In very low grade domains (prehnite-pumpellyite and low greenschist facies) the dunites are typically altered to lizardite-brucite-pyroaurite-magnetite serpentinites with a distinctive pseudomorphous mesh texture. Slender blades of antigorite replace or substitute for the lizardite and other phases in low grade and medium grade domains (mid greenschist to low amphibolite facies), where varying proportions of magnesite and talc are also present: the former dunitic texture is preserved only by the disposition of fine grained magnetite trails that mark original mesh lines. In high grade domains (mid to high amphibolite facies, with more intense penetrative deformation), relict textures are lost as metamorphic forsterite becomes the dominant constituent. The latter commonly develops as long blades (generally 1-5 cm, but up to 20 cm or more long; compare Evans and Trommsdorff, 1974), in a variable proportion of commonly foliated talc with minor calcite, magnetite and/or chromite. The abundance and fabric of metamorphic olivine in some granoblastic variants suggest that these particular high grade metamorphic products formed by direct recrystallization of dunite rather than by dehydration of a previously formed serpentinite. Retrogressive serpentinization of metamorphic olivine to lizardite is a widespread additional complication.

Volcanic-Subvolcanic Hosts

For the second type of ultramafic host to nickel mineralization in Western Australia, a similarly direct comparison between parents and metamorphic products is not possible. These represent much smaller concordant bodies lying at, or near, the base of thick layered sequences of ultramafic komatiite flows and minor albite- and commonly sulphide-rich metasedimentary rocks. The volcanic origin of the flows is interpreted from the presence of the distinctive "spinifex texture" (Nesbitt, 1971), which often remains recognizable despite intense metamorphism and deformation (cf. Oliver et al., 1972), and by geochemical comparisons with better-exposed occurrences of undoubted flows elsewhere (Pyke et al., 1973; Barnes et al., 1974). The mineralized ultramafic units, which typically range from less than 50 to 100 m in thickness with established lateral extents of about 200 to 500 m, are generally more highly magnesian rocks than the associated flows.

Since mineralized units are confined to amphibolite facies environments, examples with well preserved relict textures or igneous minerals are rare. Partially altered samples from Scotia and Kambalda

(Fig. 1) contain close-packed subhedral or anhedral olivine grains 1 to 5 mm across (90-95 mole percent forsterite, 0.3-0.5% NiO¹), some interstitial chromite, and a matrix of chlorite and tremolitic amphibole. Relict textures in some more thoroughly serpentinized ultramafic hosts suggest that the matrix to the pseudomorphs after olivine "microphenocrysts" was composed of quench clinopyroxene and glass. Comparisons with less altered ultramafic flows from unmineralized localities of low metamorphic grade (e.g. Lewis and Williams, 1973) might thereby suggest a volcanic nature for these hosts, but this is by no means conclusive. More commonly, ultramafic hosts of the second category in medium grade metamorphic domains are antigorite serpentinites or talc-magnesite rocks with appreciable chlorite, tremolite and dolomite, in which relict textures are absent. Typical equivalents in high grade domains are bladed olivine-talc rocks resembling those formed from the intrusive dunites, but richer in chlorite, tremolite, and with rarely developed magnesiocummingtonite or anthophyllite.

Geochemistry

Average compositions of the two types of ultramafic host are compared in Table 1. The metamorphosed intrusive dunite category is characterized by geochemical uniformity over drill hole intersections of 100 m or more. Magnesia is in excess of silica and, apart from iron, the content of other oxides is low. Despite their metamorphism, they closely resemble the relict dunites (Table 1), and on an MgO-CaO-Al₂O₃ plot (Fig. 2) both cluster around the magnesia apex. The second type of host is more variable in composition throughout individual drill core intersections, particularly with respect to CaO and Al₂O₃, which are, however, typically higher overall than in the metamorphosed dunite intrusions (Fig. 2). Their magnesia/silica ratios are generally less than unity, and the distinction between the two types is especially well shown by TiO₂ and to a lesser extent Cr₂O₃ contents: the mean value of 0.54% Cr₂O₃ for hosts of the second type (Table 1) is, however, to some extent influenced by abnormally high values for Scotia samples. These geochemical differences presumably reflect the relative abundance of glass and clinopyroxene microlites, that contain significant Al, Ti and Cr in relatively unmetamorphosed ultramafics, in the parents to hosts of the second type.

¹ These figures refer to olivines where little re-equilibration with sulphides during metamorphism is evident.

Although individual samples from olivine-enriched basal portions (B zones, see Pyke et al., 1973) of certain ultramafic lows in Yilgarn greenstone belts may closely resemble ultramafic hosts of the second type in bulk chemical composition (cf. Lewis and Williams, 1973), the average compositions of the latter are distinctly poorer in CaO and Al_2O_3 , richer in MgO, and contain slightly lower total iron when compared to the basal portions of such flows (Table 1, Fig. 2). Thus it is not clear whether the ultramafic hosts of the second type were themselves flows, similar to the overlying komatiite sequences, or were contemporaneous peridotitic sills where adcumulus growth of olivine had occurred. We prefer the latter interpretation, but since this is not definitely established they will be referred to as volcanic-subvolcanic hosts.

The ultramafic-associated Western Australian nickel deposits and prospects studied are listed according to the type of ultramafic host in the caption to Figure 2.

MINERALIZATION IN DUNITE INTRUSIONS

Nature of Mineralization

A significant correlation exists between metamorphic setting and the nature of sulphide mineralization within the dunite intrusions. The following discussion is based primarily on the relict dunite localities cited above, and on the Mount Keith, Perseverance, and Forestania (Cosmic Boy and Liquid Acrobat) deposits, but is supported by less detailed studies of other sulphide occurrences (see caption to Fig. 2).

Subeconomic disseminated mineralization, typically with from 2 to 3 weight percent sulphides, occurs in irregular subvertical zones in both relict dunites and their alteration products in each kind of metamorphic domain. More concentrated ores, constituting potentially economic deposits in this category of ultramafic host, occur only in the high grade, dynamic-style domains. These consist of enriched disseminations (10 to 30 weight percent sulphides) towards the intrusion margins, with matrix¹ ores (40 to 50 percent sulphides) commonly close to the contact. Distinct shoots of massive ore (more than 60 weight percent sulphides) may occur on, or

¹ "Matrix ore" refers to situations where sulphide aggregates form an essentially continuous "matrix" to the more or less abundant silicate gangue (cf. Ewers and Hudson, 1972).

near, the contact, and also as apparently mobilized bodies within adjacent country rocks. Some ore shoots contain abundant fragments of ultramafic and country rocks and may be classed as breccia ores. Such massive ore concentrations are unknown in low grade metamorphic environments where recrystallization was of a static style: the intensity of exploration in Western Australia has been such that this can be regarded as a statistically significant observation.

No underground workings have yet been developed in the deposits in dunite intrusions, all of which are poorly exposed at the surface. Objective evaluation of factors that localize the more concentrated ores is therefore difficult, but a strong structural influence is evident from fabric relationships in the ultramafic hosts and the ores themselves, and from the highly deformed nature of adjacent country rocks.

Mineralogy

Irrespective of sulphide abundances (locally up to 8 weight percent), the disseminated mineralization in relict dunites is dominated by nickelrich pentlandite. Heazlewoodite, millerite, or pyrite are minor accessories, magnetite is scarce or lacking, and pyrrhotite is absent. The sulphide aggregates occur in interstitial positions with smooth boundaries towards cumulate olivine grains which show negligible metamorphic outgrowths. They are therefore interpreted to be essentially unaltered magmatic sulphides which concentrated from immiscible sulphide liquid droplets during accumulation of the dunites, but which solidified after the olivines had settled.

In the lizardite-bearing serpentinites from the lowest grade domains, disseminated sulphide aggregates remain in interstitial positions relative to pseudomorphs after cumulate olivine. However, they have been variously modified and much of the magnetite released by serpentinitization of olivine tends to accumulate around them. In serpentinites with low sulphide contents, pentlandite has been replaced along grain boundaries and cleavage traces by millerite or heazlewoodite, whereas in samples richer in sulphide there is a similar replacement of both pentlandite and magnetite by ragged pyrrhotite and some vallerite. This represents the first appearance of pyrrhotite in terms of the metamorphic sequence, and there tends to be an inverse relationship between abundances of pyrrhotite and rim magnetite. Minute grains of magnetite, millerite, heazlewoodite, and/or awaruite also commonly occur along mesh lines within serpentine pseudomorphs after olivine.

In antigortie-bearing serpentinites and associated talc-magnesite rocks from low and medium grade metamorphic domains, disseminated sulphide aggregates occur in approximately the same proportions as in lizardite serpentinites. The major difference is the development of more granular, recrystallized textures, and the modification of aggregate margins by intergrowth between sulphides and antigorite or magnesite. Pentlandite-pyrrhotite-magnetite assemblages, in places with minor pyrite, characterize samples with moderate sulphide abundances. Millerite or heazlewoodite may occur in poorly mineralized serpentinites, whereas in talc-carbonate rocks with very low sulphide content there is generally a development of nickel- and sulphur-rich assemblages containing millerite, polydymite-violarite, vaesite, and pyrite (cf. Groves et al., 1974). Gersdorffite may occur in talc-carbonate rocks, suggesting addition of arsenic together with CO_2 during metamorphism.

Sulphide aggregates display smoothly-bounded equilibrium textural relationships towards talc and regenerated olivine in disseminated and matrix ores from olivine-talc rocks and olivine-rich granofelses or tectonites of high grade metamorphic domains confirming the presence of sulphides prior to the metamorphic climax. They range from annealed assemblages of pyrrhotite and pentlandite with variable quantities of magnetite, pyrite, chalcopyrite and vallerite, to aggregates with more complex internal textures in which pyrrhotite tends to concentrate around the margins of sulphide aggregates. Millerite may accompany pentlandite and pyrite in some sulphide-deficient rocks. The compositions of the sulphide minerals are consistent with low-temperature parageneses formed during cooling after the main metamorphic episode (e.g. Misra and Fleet, 1973).

A significant feature of the more mineralized olivine-talc rocks is a tendency for some sulphides to aggregate into veinlets, some of which are folded. When underground exposures become available it will be important to check whether, as suggested by drill core intersections, these folded veinlets develop into significant volumes of massive ore. Their presence, together with the tectonite fabrics displayed by silicate-rich rocks, attests the importance of deformation of the ores during metamorphism.

The massive ores occurring at, or near, contacts of the intrusions in high grade metamorphic domains generally possess broad-scale compositional banding and aligned fabrics, similar to those described by Bayer and Siemes (1971). They consist mainly of pyrrhotite, with lesser pyrite and pentlandite, and minor magne-

tite, chalcopyrite, and gersdorffite. A variety of annealed or deformational textures occurs, presumably depending on the degree of post-metamorphic shearing experienced by these low strength ores.

Many ores from high grade domains suffered further modification associated with retrogressive serpentinization of metamorphic olivines. Hexagonal pyrrhotite is altered to monoclinic pyrrhotite and both are replaced by pyrite \pm magnetite. Pentlandite is replaced by violarite and magnetite, and mackinawite and valleriite may be locally important phases. The effects resemble those arising from supergene alteration, but are generally only geochemically significant in samples with less than matrix-type concentrations.

Geochemistry

Average compositions of various types of sulphide concentration are listed in Table 2. Apart from one partially serpentinized sample, the sulphide fractions in relict dunites lie close to the pentlandite composition (Fig. 3). Compared to the sulphides in dunite, those in serpentinites and associated talc-carbonate rocks have much more diversified Fe/Ni ratios (Fig. 3), with higher values being typical of higher sulphide concentrations (Fig. 4). The average of serpentinite sulphide fractions (Table 2) has higher iron and lower nickel than dunite fractions, and the sulphur/metal ratio is slightly higher¹, both features being consistent with mineralogical observations. Further increases in the average Fe/Ni and sulphur/metal ratios are evident for disseminated and matrix sulphides in olivine-talc rocks and related rocks of high metamorphic grade (Table 2), but there is again a considerable spread in individual Fe/Ni values (Fig. 3).

The averages conceal a tendency for disseminated ores, with up to 20 percent sulphides, to have a similar range of compositions to the serpentinite sulphides (Fig. 4). As required by their mineralogy, the massive ores are particularly rich in both iron and sulphur (Table 1, Fig. 4).

A systematic decrease in sulphur/selenium ratio from dunites through serpentinites to olivine-talc rocks and then massive ores is apparent in the average data of Table 2. The copper and cobalt contents are cited mainly to allow comparison with deposits from

¹ Although Table 2 suggests similar average sulphur and total sulphide contents for dunites and serpentinites respectively, samples for analysis were not selected with this comparison in mind. Dunite specimens in particular, are biased towards high sulphide contents.

other areas; differences in Ni/Cu ratio between sulphide types are probably not significant, because in serpentinites much of the copper occurs in valleriite which has not been extracted during analysis, and in massive ores there is a tendency for chalcopyrite to form marginal segregations that have been avoided in sampling.

Genesis

Magmatic nickel-rich sulphides were present in the dunite intrusions prior to their metamorphism, but the only clearly unmodified examples remaining are the interstitial disseminations in essentially relict dunites. The major question is whether the more abundant sulphide concentrations in highly metamorphosed situations represent deposits which formed by more efficient segregation at the magmatic stage, and which suffered little compositional alteration arising from metamorphic processes, or whether metamorphism played an important role in their formation. There is some evidence that relatively deeper levels of the dunite intrusions are exposed in the higher metamorphic grade domains (Binns et al., 1976), so that the apparent relationship between style of mineralization and metamorphic environment might conceivably be fortuitous.

The attitude of the dunite intrusions when emplaced is not known, and, due to intense deformation of their country rocks, a facing direction cannot generally be determined even where they appear locally concordant in high grade metamorphic settings. The main Perseverance orebodies occur near the structural hanging wall of their ultramafic host, and it remains to be demonstrated whether they have been overturned. If the intrusions were emplaced as sub-vertical bodies, as we are inclined to believe, gravitational settling of immiscible sulphides before crystallization of the magma is unlikely to favour the development of highly concentrated ores at either contact. Flow differentiation giving rise to central accumulations (Bhattacharji and Smith, 1964), like those in the disseminated sulphide occurrences of lower metamorphic grade environments, appears a more likely process.

Regardless of this difficulty, the geochemistry of the more concentrated ores is difficult to reconcile with a straightforward magmatic origin. If these had formed by more efficient settling or segregation of disseminated sulphide melt droplets, they should have experienced equal opportunity to equilibrate before crystallization with similar relatively iron-poor and nickel-rich olivines to those in the relict dunites and should therefore develop comparable Fe/Ni ratios to the interstitial sulphide fractions found in

the latter. Detailed studies of the Betheno dunite indicate only negligible effects of subsolidus re-equilibration on bulk sulphide compositions during both cooling of the intrusion and subsequent metamorphic reheating. For samples with more than 2% sulphides there is insignificant nickel available in the olivines to drastically modify the sulphide composition, and for the samples with up to 8% sulphides there can be no effective modification. The nickel-rich compositions of sulphide fractions in the relict dunites are thus believed to be genuinely representative of sulphide melts which exsolved from, or had opportunity to equilibrate with, crystallizing komatiitic magmas. With direct mechanical concentration of formerly dispersed sulphide melt droplets, there should be little tendency for the Fe/Ni ratios of bulk sulphide fractions to depend on sulphide concentrations. The same argument applies to massive ore developments, unless they became effectively removed from their host magmas under quite different physical conditions (e.g. at liquidus temperatures rather than during the silicate crystallization interval, or at high pressures prior to irruption), and unless there is a marked change in the partition relationship between sulphide liquids and olivine or silicate melts under these conditions. In the volcanic environment, an early segregation of this kind is envisaged in the "eruptive sulphide matte" hypothesis advanced by Ross and Hopkins (1976), but in dyke-like intrusions the mechanical difficulties of maintaining large independent volumes of sulphide liquid are formidable.

It therefore appears necessary to appeal to processes of metamorphic modification for an explanation of the progressive changes in sulphide geochemistry shown in Table 2. Whether effects associated with high grade metamorphism are also responsible for the creation of more concentrated and exploitable ores is an independent question deferred until later. The following discussion is based on the premise, as discussed above, that there is no justifiable magmatic mechanism for creation of the diversity of bulk sulphide compositions in the altered ultramafic rocks.

In the serpentinites and talc-carbonate rocks from low grade metamorphic domains, the observed replacement of pentlandite and magnetite by pyrrhotite in sulphide-rich samples, and of pentlandite by millerite and heazlewoodite in sulphide-poor samples, are consistent with the diversification of Fe/Ni ratios, with the simultaneous increase in Fe/Ni and sulphide abundance, and with the overall increase in average Fe/Ni relative to sulphide fractions in relict dunites. These changes may be ascribed in part to the

uptake by sulphides of Fe and Ni released during serpentinization of olivine. The role of magnetite, and correspondingly of oxidation conditions, is clearly important, as discussed in more detail by Groves et al. (1974) and Eckstrand (1975). However, the small but significant increase (rather than decrease) in sulphur to metal ratios (Table 2), and the pronounced increase in S/Se from dunite to serpentinite ores, indicate that such localized reactions are not the complete answer. Available data suggest no obvious depletion of iron in the silicate and oxide fractions of the more mineralized serpentinites, so that considerable redistribution of iron, and presumably also the small amount of nickel formerly contained in olivine, appears to have occurred over large distances during serpentinization. This aspect is difficult to evaluate since "equal volume" serpentinization is characteristic of this stage of alteration and requires an open system¹.

The increases in sulphur/metal ratio (possibly arising from the replacement of magnetite by pyrrhotite), and in S/Se, strongly suggest addition of sulphur during serpentinization from some site external to the ultramafic host. Suitable sources are in fact available within pyritic metasedimentary rocks adjacent to the dunite intrusions. These are relatively poor in selenium (S/Se \approx 20000 to 70000), and commonly have textures indicative of conversion of pyrite to pyrrhotite: i.e. consistent with their loss of sulphur. During serpentinization, the dunite sulphides are in effect subjected to a hydrothermal environment, in which sulphur species are an important component, but for which few relevant experimental data are available to assess transport mechanisms.

In the olivine-talc rocks of high grade metamorphic environments, disseminated ores display much the same spectrum of Fe/Ni ratios as those in serpentinites. These may be explained by more intense metamorphism of sulphides similar to those observed in serpentinites and talc-carbonate rocks, with little extra interchange of Fe and Ni between sulphides and silicates. Dehydration of serpentinite (or decarbonation of talc-carbonate rocks) to forsterite plus talc at high temperatures involves a decrease in volume of the silicate fraction. This would cause an effective increase in sulphide content amounting to only about one quarter for a pre-

¹ Due to the density differences between olivine and serpentine, an effective increase in weight percent sulphides should occur during "equal volume" alteration, but as indicated previously this is likely to be concealed in our data by biased sampling.

existing concentration of 20% sulphides, so this process alone, although potentially able to convert a marginal sulphide concentration into an exploitable orebody, is insufficient to produce the more enriched disseminations. The latter generally show a further increase in sulphur/metal and S/Se ratios relative to serpentinite ores, a trend that is even more marked for concentrations exceeding 20 percent sulphides (which have higher Fe/Ni ratios; see Fig. 4). This suggests either that there has been more sulphur added during high grade metamorphism, plus further extraction of iron from silicates, or that these processes were effective to a greater extent during serpentinization for ultramafic rocks originally carrying greater amounts of sulphide.

Bulk analyses of mineralized olivine-talc rocks, and electron probe data for their silicate constituents, do not indicate any depletion of iron from the latter during metamorphism. In fact the relationships are the opposite to that required to cause the observed increase in Fe/Ni of the sulphide fractions with increasing abundance. A regular partition relationship has been imposed during metamorphism, whereby the olivines in samples carrying abundant Fe-rich sulphides have lower Ni and similar or higher Fe contents than olivines associated with less concentrated, more Ni-rich sulphides (Binns and Groves, 1976). Another difficulty is that many mineralized ultramafic rocks rich in metamorphic olivine may not have suffered an earlier serpentinization.

An alternative possibility is suggested by the pronounced deformation effects visible in many samples from high grade metamorphic domains, such as tectonite fabrics in silicates and sulphides, and development of folded sulphide veins. Differing ductility of sulphides and silicates should allow segregation of these two constituents during penetrative deformation of mineralized ultramafic rocks, and the former would be expected to migrate via highly sheared zones into structural traps such as flexures or fold hinges. Since deformation is likely to be concentrated at the margins of the dunite intrusions, this offers an explanation for the development of richer disseminated ores, matrix ores and even massive ores at dunite contacts in high grade, dynamic-style metamorphic domains, and their absence in lower grade, static-style domains. The exposures in mine workings needed to test this hypothesis are not yet available in the dyke-like ultramafic hosts.

The relative timing of deformation and high temperature recrystallization would have been very significant. Importantly the composition of most sulphide aggregates, combined with evidence

for rapid diffusion rates in the Fe-Ni-S system (e.g. Naldrett et al., 1967), dictates that - they should have reverted to monosulphide solid solution (Mss), or Mss should have become the dominant phase under mid to high amphibolite facies conditions ($T \geq 600^{\circ}\text{C}$). Sulphide enrichments formed by purely mechanical segregation at high temperatures should not in this case show markedly higher Fe/Ni ratios than the pre-existing disseminations from which they were derived. However, structural studies in the Eastern Goldfields Province suggest that much deformation generally predated the high temperature metamorphic climax. Under these circumstances, the shearing of a lower temperature pyrrhotite-pentlandite-pyrite aggregate might lead to preferential segregation of highly ductile pyrrhotite (e.g. Clark and Kelly, 1973) and thereby to Fe-enriched matrix and massive ores. However, there are no residual very nickel-rich sulphide concentrations, and this would explain neither the observed increase in sulphur to metal ratios of the more concentrated ores nor, more particularly, the increase in S/Se ratio (Table 2)¹. A further introduction of sulphur from outside the ultramafic host, and redistribution of Fe over considerable distances appears necessary.

Hydrothermal conditions would once more be operative during the high grade metamorphism, especially while the serpentine breakdown reaction was in progress. An important parameter in dynamic-style zones may be stress-induced diffusion of both metals and sulphur. More rapid diffusion of iron relative to nickel would avoid the necessity for, or supplement, the preferential segregation of pyrrhotite, and such hydrothermal processes operating together with mechanical concentration of sulphides could collectively produce the sulphide distributions and compositions observed in high grade metamorphic environments.

Clearly, the mechanisms involved during deformation and high temperature metamorphism of mineralized ultramafic rocks are poorly understood at this stage. Abundant scope exists for further study and relevant experimental work.

¹ Analyses of separated pyrrhotite-pentlandite pairs from several ores indicate that selenium is approximately equally distributed between the two.

MINERALISATION IN VOLCANIC-SUBVOLCANIC HOSTS

Nature of Mineralisation

All known deposits in volcanic-subvolcanic ultramafic hosts lie in amphibolite facies environments. Kambalda and Scotia (Fig. 1) occur in static-style medium grade (low amphibolite facies) domains, Windarra in a highly deformed, mid amphibolite facies area, and the remainder in dynamic-style, high grade (high amphibolite facies) domains.

At Scotia, the ultramafic host is mineralised immediately adjacent to a marked structural discontinuity between overlying, relatively undeformed peridotitic komatiite volcanic rocks, and an intensely deformed footwall of amphibolites and felsic schists. At Kambalda, neither the ultramafic sequence nor the footwall metabasalts normally show penetrative foliations or lineations, but there is evidence of pre-metamorphism deformation concentrated along the basal contact of the ultramafic host unit where the mineralisation occurs. Deposits in higher metamorphic grade environments show a more definite relationship to structures such as major folds (Windarra), or less pronounced flexures and major shear zones (Nepean and Widgiemooltha deposits). Underground mapping at Nepean and Windarra has revealed a distinct structural control on localization of matrix and massive ore, either of which may be remobilized into the underlying footwall rocks along shear zones or in tight fold structures. In all deposits, textural integration between sulphides and silicates indicate that the former underwent the metamorphism.

Magmatic Model

Where facing evidence (e.g. spinifex textures) is evident in the associated metavolcanic rocks, it is apparent that major ore concentrations occur at or near the lower contact of the mineralised ultramafic units. A typical ore sequence described by Ewers and Hudson (1972) at Lunnon Shoot, Kambalda, and applied by Hudson (1973) to the Nepean deposit, consists of progressively more concentrated disseminated mineralisation passing downwards into a sharply delineated body of matrix ore, with an abrupt contact against basal massive ore lying on the footwall contact. This sequence has been interpreted as a direct result of gravitational settling of liquid sulphide droplets through an olivine-bearing ultramafic magma. The massive ore is thought to represent a basal pool of accumulated sulphide melt, the matrix ore an overlying

layer where sulphide liquid displaced the residual ultramafic liquid from between olivine crystals (the latter being prevented from floating upwards by the weight of overlying crystalline mush), and the disseminated zone a frozen situation trapping sulphide droplets that were unable to settle completely (Ewers and Hudson, 1972; Hudson, 1972, 1973; Naldrett, 1973). Detailed mapping and geochemical investigations of gangue constituents are not always consistent with this model and considerable local variations are common in the mineralisation sequence. In an attempt to overcome such difficulties, Ross and Hopkins (1976) suggested that the massive ore was erupted separately as a sulphide matte "flow" and was then overlain by an ultramafic flow from which the matrix and disseminated ores settled.

It is clear that all of these deposits have suffered metamorphism, and many were strongly deformed. Assuming initially that magmatic sulphides were present in one form or another prior to metamorphism, it is necessary to evaluate first what compositional changes have been imposed on them during recrystallisation, and secondly whether metamorphic and deformational processes offer an alternative method of producing the concentrated matrix and massive ores.

Geochemistry

Since no deposits of this type are known from unmetamorphosed or low grade metamorphic domains, it is not possible to trace a sequence of chemical changes in sulphide fractions similar to that for dyke-like deposits. Their present compositions, however, are relatively iron-rich, particularly in the case of matrix (range of mean Fe/Ni = 1.7 to 5.2) and massive ores (range of mean Fe/Ni = 2.1 to 5.9). Since the compositions of relict olivines in periodotitic komatiite flows and in the Scotia and Durkin Shoot (Kambalda) ultramafic hosts are similar to those of relict dunite intrusions, it may again be argued that magmatic sulphides, which had the opportunity to equilibrate with crystallising komatiitic ultramafic magmas before they settled under the influence of gravity, should have nickel-rich compositions (Fe/Ni equal to or less than unity). By analogy with the metamorphosed dunite intrusions, it appears most likely that their compositions have been severely modified during serpentinization and other metamorphic reactions, particularly as there is no convincing magmatic process to explain the compositional variation. Once more, the effectively hydrothermal environment to which the sulphides were subjected throughout metamorphism, and

the availability of external sulphur within associated metasedimentary rocks and to a lesser extent metamorphosed volcanic rocks, are important aspects to be considered.

Genesis

The structural setting of ore concentrations in volcanic-subvolcanic ultramafic hosts has been emphasized above. Detailed studies at Kambalda and Nepean indicate that, as in the case of the dunite intrusions, the most intense deformation occurred prior to the high temperature metamorphic climax. While this makes it difficult to interpret structural aspects of ore in underground exposures, it also allows opportunity for mechanical segregation and enrichment of sulphides even in "static" metamorphic environments such as Kambalda. Remobilization features are most conspicuous in the massive ores, which commonly have aligned fabrics and may depart from their host ultramafic rocks and become sheared or folded into the foot-wall rocks. At Nepean, some matrix ores appear similarly remobilized, but at the present time it is not clear how widespread such effects were. The sharp boundary commonly dividing relatively rich disseminated ore and matrix ore could be a structural rather than original discontinuity.

Detailed studies are in progress on volcanic-subvolcanic deposits to test the applicability of the suggestions advanced above. These, in turn, may help to explain the restriction of concentrated sulphides in metamorphosed dunite intrusions to high grade, deformed metamorphic settings. Unfortunately many ores have experienced further deformation after the main metamorphism, possibly associated with retrograde alteration, and this leads to difficulties in interpretation. For example, much of the distinctive banding, and widespread deformation textures such as twinning and kinking in pyrrhotite and chalcopyrite, in massive ores appears to be related to this post-metamorphic deformation. It would be premature at this stage to claim that generalizations can be made about the relative importance of magmatic and metamorphic-structural concentration mechanisms. However, it can be pointed out that some criteria formerly advanced to support magmatic models require re-appraisal in the light of the metamorphosed nature of these deposits.

For example, during high temperature metamorphism, most volcanic-subvolcanic ores should have reverted to a M_{SS} , from which the present pyrrhotite-pentlandite-pyrite parageneses would have formed during later cooling at temperatures probably well below 300°C (Groves et al., 1975). Consistency between observed mineralogy and

crystallisation experiments in the system Fe-Ni-S thus has limited bearing on the peak metamorphic stage, and even less bearing on the magmatic stage in the development of these ores.

To interpret the matrix ore zones as a former layer, where an olivine framework was prevented from floating by the weight of overlying semicrystalline mush, requires that the relative proportions of sulphides and silicates should be consistent with close packing of the latter. In the Western Australian matrix ores the gangues are composed of metamorphic silicates texturally intergrown with the sulphides, and it is necessary to recalculate the abundance relationships after correcting for volume changes during metamorphic recrystallization. Where performed, such calculations indicate that sulphides are generally too abundant in typical matrix ores; i.e. according to the magmatic model the igneous silicates should have floated away. This lends indirect support to the concept of sulphide enrichment by mechanical segregation during deformation.

Extensive metasomatic reaction zones characterised by successive layers of biotite, chlorite, tremolite, anthophyllite, etc., are commonly developed at the contacts between volcanic-subvolcanic ultramafic rocks and adjacent country rocks such as amphibolites or metasedimentary schists, especially where sulphide deposits are lacking. The gangue constituents in many massive ores and some matrix ores have mineralogical and geochemical affinities with such reaction zones, and care must be taken not to interpret these gangues as the isochemical metamorphic products of chilled margins or other contact variants of the original igneous host unit. Some reaction zones contain chromite layers of clearly metasomatic origin, and thus caution should be exercised in assessing chromite-sulphide relationships in magmatic models.

METAMORPHIC NICKEL SULPHIDES (?)

Direct evidence for the existence of magmatic sulphides in the dunite intrusions has been discussed above, but this need not necessarily apply to the more concentrated ores of higher grade metamorphic environments. Here it has been suggested that redistribution of iron and lesser nickel from silicates occurred throughout the host rocks during serpentinization and probably also during higher temperature dehydration reactions. The possibility that some nickel deposits were actually created by metamorphic processes is considered below.

In this connection the abundance relationships between sulphide nickel and selenium in sulphide concentrations of variously altered dunites are instructive. Selenium contents are high relative to sulphur in the sulphide fractions of relict dunites, but very low in metasedimentary country rocks that represent the proposed source of sulphur for the modified compositions of the metamorphosed ores. Selenium can therefore be used with some caution as a "geochemical tracer" for magmatic sulphides. It appears that, despite varying abundances of sulphides or metamorphic environment, the Ni/Se ratio of bulk sulphide fractions shows limited variation (Fig. 5) implying that the greater proportion of nickel in these ores was originally chalcogenic. In contrast, Fe/Se and S/Se ratios show considerable variation in the same sample group.

A constant Ni/Se relationship is also shown by ores from volcanic-subvolcanic hosts indicating that here too the majority of the nickel now found in sulphide fractions was originally chalcophile and has not been extracted from silicates by sulphurization processes (cf. Naldrett, 1966) during metamorphism. In these deposits, there appears to be no convincing alternative explanation to magmatic processes for the normal basal position of the ores within their hosts. At Nepean, there is a development of matrix and massive ores on the hanging wall of the ultramafic body which also carries the main footwall deposits, but it is likely that this owes its origin to re-location of normal footwall ores during shearing (Barrett et al., in press), and cannot be used as evidence against gravity settling.

The ores in volcanic-subvolcanic ultramafic hosts are distinctly more copper-rich than those in metamorphosed dunite intrusions; Ni/Cu ratios range from 10 to 15 in the former compared with 25 to 100 in the latter. It appears very unlikely that such a contrast would occur if all the sulphides were created by sulphurization processes during metamorphism, but the trend suggests a basic geochemical correlation between magmatic sulphides and ultramafic host compositions (Table 1) which can be extended towards the much lower Ni/Cu ratios (close to unity) of magmatic sulphides in peridotites, norites, and gabbros from other parts of the world (cf. Skinner and Barton, 1973). A final point in favour of the essentially magmatic parentage of volcanic subvolcanic deposits is the occurrence in most matrix ores of distinctive ferrochromites and/or chromian magnetites. These, unlike relict magmatic or metamorphic chromites associated with silicate constituents in Yilgarn ultramafic rocks, are virtually devoid of Mg and Al. They appear to represent relict

spinel phases surviving from the original crystallization of a sulphide-oxide melt (cf. Ewers et al., 1975).

No convincing evidence has yet been found for the large scale formation of nickel sulphide deposits by direct metamorphic processes. On a local scale, however, small concentrations do occur which can be attributed to such an origin. Minor nickel sulphides occur in some of the metasomatic reaction zones referred to previously (e.g. at Nepean; Barrett et al., in press), and in the "hanging wall" deposits (Ross and Hopkins, 1976) at Kambalda there are metasomatized spinifex-textured flow tops in which the former quench textured olivines have been replaced by biotite and the former glassy groundmass by pyrrhotite and pentlandite. Certain sulphide-rich metasedimentary schists at Windarra show replacement of pyrrhotite by pentlandite where they lie in close proximity to ultramafic rocks in particular structural positions. These occurrences are of minor commercial significance, but they do demonstrate the importance of presumably hydrothermal transport of nickel and other elements during metamorphism. These are the processes which, although poorly understood, probably have a much wider relevance to the modification suffered by metamorphosed magmatic sulphides.

SUMMARY

The provisional conclusions of our project are that most of the nickel sulphides in both the intrusive and subvolcanic-volcanic ultramafic hosts in the Eastern Goldfields Province of Western Australia were derived from originally magmatic sulphides. Thus, from the genetic point of view they may be classed as metamorphosed deposits. However, the chemical and mineralogical changes engendered by metamorphic reactions have been considerable. In terms of commercial extraction and ore dressing, these reactions can be either beneficial and undesirable, so they should not be neglected. The restriction of large, relatively concentrated deposits to the higher grade metamorphic environments is a striking feature of the Yilgarn occurrences. Although further research remains to be done, particularly when more underground exposures become available during mine development, it is suggested that structural relocation together with mechanical segregation and enrichment related to deformation are major factors in the creation of viable orebodies. On this basis the economically-important Western Australian nickel deposits could be classed as metamorphic orebodies. Metamorphism

and deformation are therefore important parameters to be considered during exploration programmes.

The necessity to understand metamorphic features of ore deposits also deserves great emphasis in genetic studies, particularly for Archaean environments: however, metamorphic studies appear to be the most common omission from ore genetic studies in such environments. The examples discussed here should serve to stress the importance of assessing possible metamorphic alternatives when interpreting other models for ore formation in metamorphosed terrains. Although we have examined a large number of deposits, one aspect of our research constituting grounds for possible criticism is that these are not entirely representative. We hope this article will stimulate other studies, especially of possible equivalents of the volcanic-subvolcanic category of nickel sulphide deposit in less metamorphosed, less deformed areas of other Archaean cratons.

ACKNOWLEDGEMENTS

The work reported here has been supported by the Australian Mineral Industries Research Association, the Australian Research Grants Committee, and the University of Western Australia. We thank our students and colleagues who have contributed to the project, particularly N.J. Archibald, F.M. Barrett, and K.G. McQueen, and also the officers of many mining companies and government organizations for their help and advice. Mrs. Jean Agrell kindly edited the Russian summary. The paper is offered as a contribution to the "Archaean Geochemistry" and "Metallogeny of the Precambrian" projects of the International Geological Correlation Programme.

REFERENCES

- Barnes R.G., Lewis J.D., Gee R.D., 1974. Archaean Ultramafic lavas from Mount Clifford. Ann. Rept. Geol. Surv. W.A. for 1973, p. 59-70.
- Barrett F.M., Groves D.I., Binns R.A., 1976. A metamorphic study of the Nepean nickel deposit, Western Australia. Trans. Instn. Mining Metall. London (in press).
- Bayer H., Siemes H., 1971. Zur Interpretation von Pyrrhotin - Gefügen. Mineral. Deposita, Vol. 6, p. 225-244.
- Bhattacharji S., Smith C.H., 1964. Flowage differentiations. Science, Vol. 145, p. 150-153.
- Binns R.A., Groves D.I., 1976. Iron-nickel partition in metamorphosed olivine-sulphide assemblages from Perseverance, Western Australia. Am. Mineral (in press).

- Binns R.A., Gunthorpe R.G., Groves D.I., 1976. Metamorphic patterns and development of greenstone belts in the eastern Yilgarn Block, Western Australia. In "The Early History of the Earth", edit. B.F.Windley, Wiley-Interscience, London (in press).
- Clark B.R., Kelly W.C., 1973. Sulfide deformation studies: I. Experimental deformation of pyrrhotite and sphalerite to 2000 bars at 500°C. *Econ. Geol.*, Vol. 68, p. 332-353.
- Eckstrand O.R., 1975. The Dumont Serpentinite: A model for control of nickeliferous opaque mineral assemblages by alteration reactions in ultramafic rocks. *Econ. Geol.*, Vol. 70, p. 183-201.
- Evans B.W., Trommsdorff V., 1974. On elongate olivine of metamorphic origin. *Geology*, Vol. 1, p. 131-132.
- Ewers W.E., Graham J., Hudson D.R., Rolls J.M., 1975. Crystallization of chromite from nickel-iron sulphide melts. *Conr. Miner. Petro.* (in press).
- Ewers W.E., Hudson D.R., 1972. An interpretive study of a nickel-iron sulfide ore intersection, Lunnon Shoot, Kamalida, Western Australia. *Econ. Geol.*, Vol. 67, p. 1075-1092.
- Groves D.I., Binns R.A., Barrett F.M., McQueen K.G., 1975. Sphalerite compositions from Western Australia nickel deposits, a guide to equilibria below 300°C. *Econ. Geol.*, Vol. 70, p. 391-396.
- Groves D.I., Hudson D.R., Hack T.B.S., 1974. Modification of iron-nickel sulphides during serpentinization and talc-carbonate alteration at Black Swan, Western Australia. *Econ. Geol.*, Vol. 69, p. 1265-1281.
- Hudson D.R., 1972. Evaluation of genetic models for Australian sulphide nickel deposits. *Australas. Inst. Mining Metall. Ann. Conference*, Newcastle, p. 59-68.
- Hudson D.R., 1973. Genesis of Archaean ultramafic-associated nickel-iron sulphide at Nepean, Western Australia. *Australas. Inst. Mining Metall.*, Western Australian Conference, p. 99-109.
- Lewis J.D., Williams I.R., 1973. The petrology of an ultramafic lava near Murphy Well, Eastern Goldfields, Western Australia. *Ann. Rept. Geol. Surv. W.A. for 1972*, p. 60-68.
- Misra K.C., Fleet M.E., 1973. Synthetic and natural pentlandite assemblages. *Econ. Geol.*, Vol. 68, p. 518-539.

- Naldrett A.J., 1973. Nickel sulphide deposits - Their classification and genesis, with special emphasis on deposits of volcanic associations. Can. Inst. Min. Metall. Bull., Vol. 66, p. 45-63.
- Naldrett A.J., Craig J.R., Kullerud G., 1967. The central part of the Fe-Ni-S system and its bearing on pentlandite exsolution in iron-nickel sulphide ores. Econ. Geol., Vol. 62, p. 826-847.
- Nesbitt R.W., 1971. Skeletal crystal forms in the ultramafic rocks of the Yilgarn Block, Western Australia: Evidence for an Archaean ultramafic liquid. Spec. Publ. Geol. Soc. Austr., N 3, p. 331-350.
- Oliver R.L., Nesbitt R.W., Hansen D.M., Franzen N., 1972. Metamorphic olivine in ultramafic rocks from Western Australia. Contr. Mineral. Petrol., Vol. 36, p. 335-342.
- Pyke D.R., Naldrett A.J., Eckstrand D.R., 1973. Archaean ultramafic flows in Munro Township, Ontario. Bull. Geol. Soc. Amer., Vol. 84, p. 955-978.
- Ross J.R., Hopkins G.M., 1976. The nickel sulphide deposits of Kambalda, Western Australia. In "Economic Geology of Australia and Papua-New Guinea", edit. C.Knight, Australasia Inst. Min. Metall. (in press).
- Skinner B.J., Barton P.B., 1973. Genesis of mineral deposits. Ann. Rev. Earth Sci., Vol. 1, p. 183-211.
- Viljoen M.R., Viljoen R.P., 1969. Evidence for the existence of a mobile extrusive peridotite magma from the Komati Formation of the Onverwacht Group. Spec. Publ. Geol. Soc. S. Africa, N 2, p. 87-112.

Table 1

Average compositions of ultramafic hosts to nickel sulphide mineralization in Western Australia, and related rocks

	1	2	3	4
SiO ₂	41.7	41.0	45.7	46.6
TiO ₂	0.02	0.01	0.21	0.23
Al ₂ O ₃	0.57	0.14	3.1	5.3
Cr ₂ O ₃	0.28	0.21	0.54	0.37
FeO (t)	7.8	7.3	8.8	10.0
MnO	0.09	0.11	0.13	0.17
MgO	49.2	50.9	40.0	33.1
CaO	0.24	0.16	1.5	3.9
Na ₂ O	0.04	0.03	0.05	0.28
K ₂ O	0.01	0.01	0.08	0.06
P ₂ O ₅	0.02	0.02	0.02	0.01

1. Metamorphosed dyke-like hosts (50)

2. Unmetamorphosed dunites (8)

3. Metamorphosed volcanic-subvolcanic hosts (58)

4. "B Zones" of spinifex-textured lavas (8)

All data calculated on a volatile-free basis. Total iron expressed as FeO. Equal weight given to each locality studied. The total number of analyses used is listed in parenthesis.

Table 2

Average compositions[‡] of sulphide fractions in dunite dykes and their metamorphosed derivatives

	1	2	3	4
Wt. %				
Fe	0.80	1.06	6.80	36.6
Co	0.014	0.026	0.052	0.14
Ni	1.01	0.68	2.37	6.1
Cu	0.039	0.007	0.10	0.076
Zn	0.005	0.003	0.011	0.016
S	0.92	0.96	6.27	32.9
Total sulphide	2.79	2.74	15.60	75.8
ppm Se	1.40	0.78	2.33	7.8
Wt. ratios				
Fe/Ni	0.79	1.56	2.87	6.0
Ni/Cu	26	100	24	80
Ni/Co	73	26	46	44
S/Se	6010	12300	26900	42400
Atom ratio				
S/metal	0.89	0.96	1.19	1.35

1. Disseminated sulphides in unmetamorphosed dunites (9)
2. Disseminated sulphides in serpentinites and talc-magnesite rocks from low and medium grade metamorphic domains (14)
3. Disseminated and matrix sulphides in olivine-talc rocks and olivine-rich tectonites from high grade domains (22)
4. Massive sulphides from high grade domains (5)

[‡] Cumulative averages of individual analyses (number given in parenthesis).

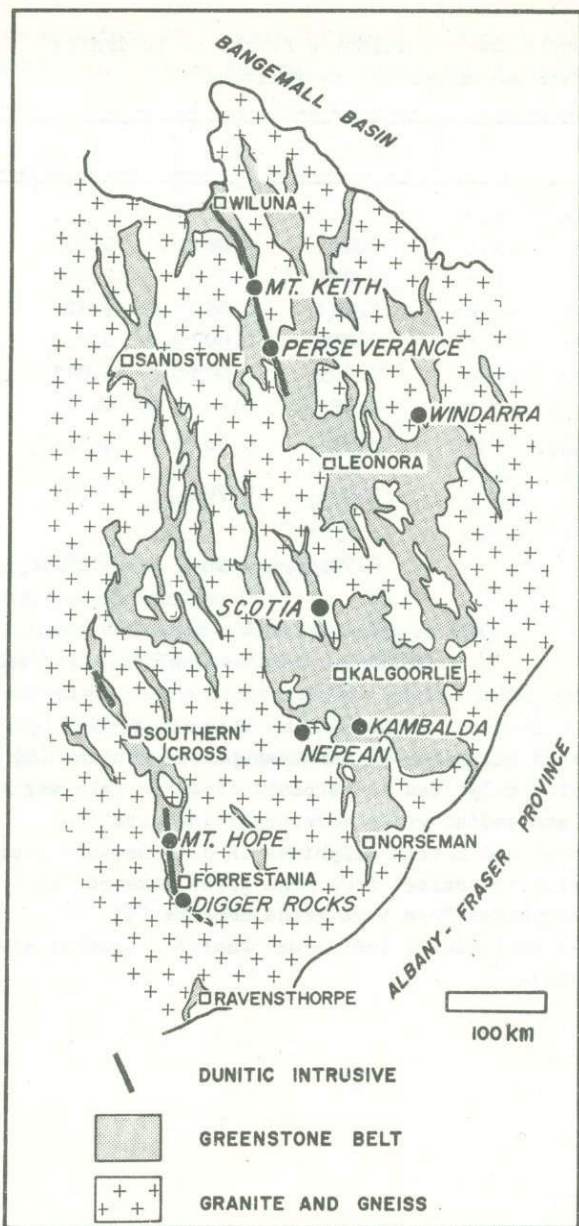


Fig. 1. Sketch map of the Eastern Goldfields Province, Yilgarn Block, Western Australia, showing principal localities mentioned in the text

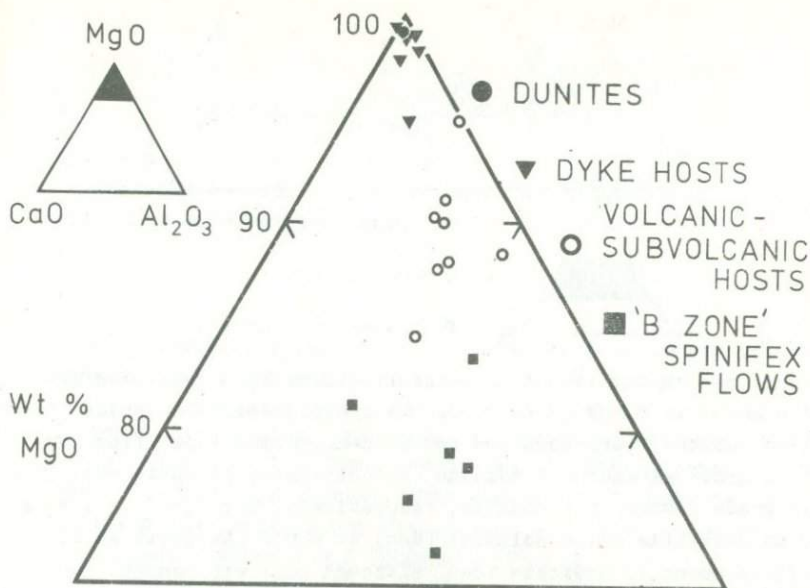


Fig. 2. Average compositions of Western Australian ultramafic rocks expressed in terms of MgO-CaO-Al₂O₃ (see inset). Unmetamorphosed dunites from Betheno (3), Perseverance (2), and Mount Hope (3) all fall close to the same point. Metamorphosed dyke-like hosts to mineralization cluster around this point near the magnesia apex. Volcanic-subvolcanic hosts are richer in CaO and Al₂O₃ than the metamorphosed dunites, but are more magnesian than the basal B-zones of spinifex-structures peridotitic komatiite flows.

Localities plotted in the intrusive dunite category include Mount Keith (9), Lake-Miranda (7), Perseverance (4), Black Swan (5), Mount Hope (4), and Cosmic Boy (10). Other deposits and prospects of this type studied are Wiluna, Honeymoon Well, Kingston, Six Mile Well, Sir Samuel, Weebo, Mount Ida (?), Bullfinch, Liquid Acrobat and other Forrestania prospects. Those plotted for the volcanic-subvolcanic hosts are Mount Windarra (7), Scotia (3), Carnilya Hill (3), Lunnon Shoot, Kambalda (22), Nepean (4), Spargoville (3), Mount Edwards (1), and Wannaway (12). Others of this second type studied include South Windarra, Mount Clifford (?), Bardoc, Miriam, Jubilee, other Kambalda and Widiemoeltha-Pioneer deposits, St. Ives, Diemals, Trough Well. Figures in parenthesis indicate the number of analyses used to obtain averages

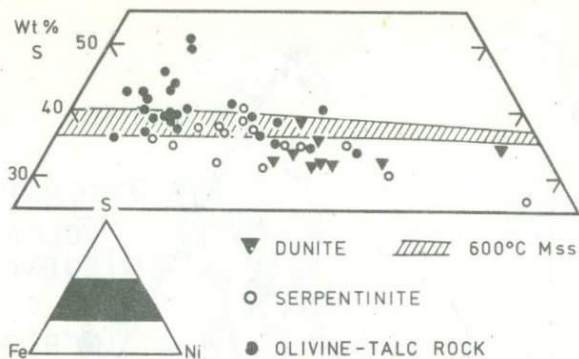


Fig. 3. Composition of sulphide fractions from dyke-like ultramafic hosts in terms of Fe-Ni-S. The symbols denote sulphides from relict dunites, serpentinites and talc-magnesite rocks from low-medium grade metamorphic domains, and olivine-talc rocks etc. from high grade metamorphic domains, respectively. The field of synthetic monosulphide solid solution (Mss) at 600°C (Naldrett et al., 1967) is shown to indicate that, although some ore compositions fall outside the compositional range expected of magmatic sulphides, most would revert to Mss-dominated assemblages at high grade metamorphic conditions

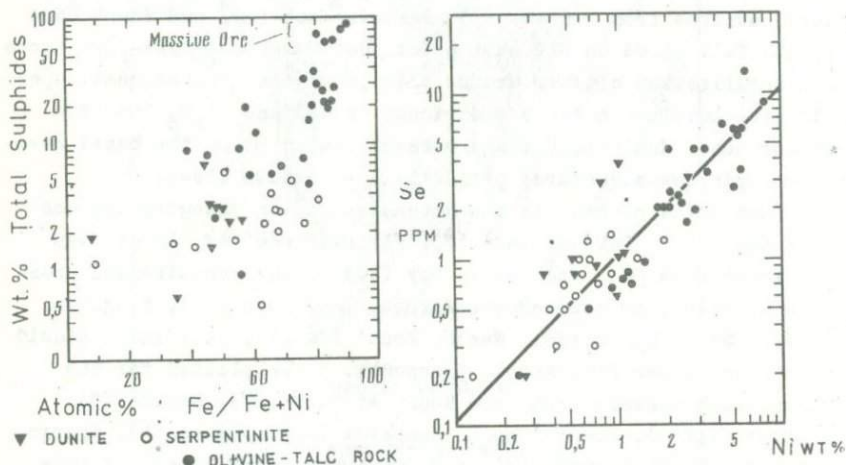


Fig. 4. Relationship between abundance and composition in sulphide fractions from dyke-like ultramafic hosts, divided according to metamorphic setting as in Fig. 3.

Fig. 5. Relationship between nickel and selenium contents in sulphide fractions from dyke-like ultramafic hosts, divided according to metamorphic setting as in Fig. 3. The line represents an overall average Ni/Se ratio of 9000

Х.Г.К р а у т н е р (Румыния)
О ЧЕРК ДОКЕМБРИЯ РУМЫНСКИХ КАРПАТ И ЕГО МЕТАЛЛОГЕНИИ

H.G.K r ä u t n e r (Roumanie)
APERCU SUR LE PRECAMBRIEN DES CARPATES ROUMAINES ET
LA METALLOGENESE ASSOCIEE

The Precambrian rocks of the East Carpathians correspond to the Upper Precambrian (1600 - 575 m.y.) They belong to two sedimentary and magmatic cycles. Each of these cycles was followed by a regional metamorphism during respectively the Dalslandian and the Young Assynthian (Baikalian phase) tectogenesis. The lithostratigraphic sequences of these two folded systems are named: Upper Precambrian A (\approx 1600 - 800 \pm 50 m.y.) and Upper Precambrian B (800 \pm 50 - 575 m.y.).

The Dalslandian metamorphism has been developed under high pression condition of the Barrowian type. In restricted areas some new mineral assamblages have been formed under low pression conditions. These new parageneses may be explained either by late Dalslandian thermic domes, or by a Hercyaian overprint. The Assynthian metamorphism has been developed under lower pression conditions of the Barrowian type.

In the Upper Precambrian A two metallogenetic provinces may be noticed. The first is characterized by magnetite ores in amphibolites, concentrations of manganese silicates and carbonates in schists and quartzites, copper-iron ores in amphibolites, and iron oxyde ores of Lahn-Dill type. The second is represented by stratiform lead-zinc ores of Mississippi Valey - Bleiberg - Silisia type. The metallogenesis of the Upper Precambrian B may be also referred to two provinces. The first is represented by stratiform pirite ores and singe-netic manganese deposits associated with basic volcanics, the second is characterized by volcano-sedimentary pirite and base metal ore deposits of Kuroko type.

Some concluding remarks as to correlation possibilities of the four Precambrian metallogenetic provinces and the plate tectonics concept are given.

Dans les Carpates Roumaines le Précambrien est représenté exclusivement par des roches métamorphiques largement répandues dans toutes les unités tectoniques de la zone cristalline centrale. Les différentes séquences lithostratigraphiques reviennent exclusivement au Précambrien supérieur (dans le sens de l'intervalle 1600-575 m.a.). Elles sont connues dans la littérature de spécialité sous différents noms locaux. La distribution de ces séries métamorphiques et leur corrélation stratigraphique sont indiquées dans le tableau 1.

Par contre dans l'avant-pays carpatique la partie supérieure du Précambrien supérieur apparaît tout spécialement sous un faciès anchimétamorphique et repose transgressivement sur les formations attribuées au Précambrien moyen (Carérides) et au Précambrien inférieur (Archéen). Entre le Précambrien du Plateau Moldave et de la Dobrogea et le Précambrien du bouclier ukrainien apparaît ainsi une similitude évidente, alors que le Précambrien carpatique s'individualise comme des provinces pétrographiques et métamorphiques distinctes, présentant quelques traits communs avec le Précambrien des Alpes, des Sudètes et du massif de Bohême.

Les premières tentatives de faire des corrélations stratigraphiques et de grouper en cycles tectonomagmatiques les formations précambriennes de Roumanie ont été effectuées par Codarcea-Dessila, 1967; Giuşcă et al., 1969; Krättnér, Savu, 1975).

Des travaux d'ensemble sur la métallogenèse du Précambrien des Carpates ont été réalisés à l'Institut Géologique de Bucarest, notamment: élaboration des cartes métallogéniques de la Roumanie (aux échelles des 1:2500000^e, 1:1000000^e et 1:200000^e) (Ianovici et al., 1966; Savu et al., 1970).

1. Délimitation stratigraphique.

Vers la partie supérieure les séquences qui comportent le Précambrien sont délimitées par le cristallin hercynien représenté par une couverture sédimentaire paléozoïque (Silurien-Carbonifère inférieur) métamorphisée dans la phase sudète (Krättnér, 1975). La discordance stratigraphique et de métamorphisme d'entre les dépôts paléozoïques métamorphisés et le soubassement cristallophyllien du Précambrien, intensément affecté par la rétro-morphose hercynienne, apparaît de manière évidente dans toutes les trois unités structurales majeures des Carpates Roumaines: Carpates Orientales, Carpates Méridionales et Monts Apuseni. Compte tenu des données paléontologiques (Flexicalymene, Eucrinurus etc., Stanoiu, 1971) et palynologiques (Chitinozoaires, V.Iliescu, Krättnér, 1975) la transgression

Tab. 1. Division et corrélation du Précambrien de la Roumanie

AGE	Carpathes	Avant Pays
Cambrien	510-550 m.a. Evénement assynctique (Phase baïkalienne)	
570 m.a.	C.O. Série de Tulghes	D.C. Série de Baltagești
(Vendien) Précambrien Supérieur B	C.M. (secteur sud) (nappe Gétique). Série de Leaora Série de Sibisel - Boita = Dabica (fenêtre Danubien) Série de Lainici-Păiusi, Série de Corbu, Série clastique M.A. (Autohton de Bihor) Série de Arada (nappes de Codru) Série de Biharia Série de Muncel	Série des grauwackes ("schistes vèrtes de Dobrogea") D.N. Série de Megina Série de Boclugea
	800-850 m.a. Evénement dalslandien	
Précambrien Supérieur A	C.O. Série de Bretila-Rarău Série de Rebra-Barnar C.M. (secteur est) Série de Făgăras Série de Cumpăna-Cozia (nappe Gétique) Série de Sebes-Lotru (fenêtre Danubien) Série de Drăgsani Série de Neamtu M.A. (nappes) Série de Baja de Aries (autohton de Bihor) Série de Somes	D.N. Série de Orliga D.C. Série de Altin Tepe
Précambrien Moyen	≈ 1600 m.a. Evénement karélien	D.S. Formation de Palazu Mare (Krivoi Rog)
Précambrien Inférieur (Archéen)	2500 m.a.	Gneiss et granites

Abréviations: C.O. - Carpathes Orientales; C.M. - Carpathes Me-
ridionales; M.A. - Monts Apuseni; D.N. - Dobrogea de Nord;
D.C. - Dobrogea Centrale; D.S. - Dobrogea de Sud.

paléozoïque débute dans les Carpates par le Silurien inférieur (éventuellement, par endroits, par l'Ordovicien).

Dans la partie supérieure des séquences qui englobent le Précambrien supérieur on a identifié des associations palynologiques vendiennes (Iliescu, Kräutner, 1975) et des associations qui montent jusque dans le Cambrien inférieur (Iliescu, Mureşan, 1972; Visarion, Dimitrescu, 1971). Ces données sont en concordance avec les âges isotopiques Pb-Pb de 560 m.a. obtenus pour les minerais syngénétiques intercalés dans la même formation (Minzatu et al., 1975), avec les âges modèle K/Ar de 520-550 m.a. pour les granitoïdes syngénétiques (Minzatu et al., 1975) et avec les âges isochrones K/Ar de 510 m.a. du métamorphisme synorogène de la séquence du Vendien-Cambrien inférieur (série de Tulghes) des Carpates Orientales.

Ces données nous portent à admettre que le cycle tectonométamorphique de la partie supérieure du Précambrien (assyntien) achève son activité dans le domaine carpatique pendant le Cambrien inférieur ou moyen, donc par le diastrophisme baïkalien.

Les séquences lithostratigraphiques du Vendien et du Précambrien supérieur, métamorphisées sous le faciès des schistes verts, sont séparées de leur soubassement cristallophyllien métamorphisé sous le faciès des amphibolites à almandin, par une discordance angulaire et de métamorphisme. Ce soubassement mésométamorphique est affecté sur de larges surfaces par le métamorphisme régressif baïkalien. Les relations de discordance stratigraphique et de métamorphisme susmentionnées apparaissent dans les Carpates Méridionales et les Monts Apuseni. Dans les Carpates Orientales ces deux unités lithostratigraphiques se trouvent en superposition tectonique, car elles sont englobées dans des nappes différentes.

Les données palynologiques (Visarion, Dimitrescu, 1971; Iliescu, Mureşan, 1972) conduisent à placer les séries métamorphiques sous-jacentes par rapport au système plissé baïkalien (assyntien tardif), toujours dans le Précambrien supérieur (Fibularix, Millaria inflexa, Scintilla, Catinella polymorpha, Margaminuscula, Leiominuscula) fait qui est en concordance avec les âges isotopiques Pb-Pb de 800 m.a. obtenus sur des minerais syngénétiques (Minzatu et al., 1975). Les données radiochronologiques indiquent pour le métamorphisme de ces séries un âge moyen de 800 ± 50 m.a. (Rb/Sr = 850 m.a., Bagdasarian, 1972; modèle K/Ar = 700 m.a. et isochrone K/Ar = 750-900 m.a.).

On remarque donc dans le Précambrien supérieur des Carpates Roumaines l'existence de deux systèmes plissés correspondant à deux cycles tectonomagmatiques, chacun accompagné par un métamorphisme régional et par des granitoïdes synorogènes. Ces deux séquences li-

thostratigraphiques sont séparées par une discordance correspondant à l'événement dalslandien (fig. 1, 2).

Le Précambrien supérieur des Carpates Roumaines est constitué donc par deux unités lithostratigraphiques. Conformément à la légende de la carte au 1/50000^e de la République Socialiste de Roumanie, ces unités stratigraphiques ont été dénommées: Précambrien supérieur A et Précambrien supérieur B. Des équivalents stratigraphiques de ces deux unités apparaissent aussi dans l'avant-pays des Carpates (Dobrogea).

Compte tenu des données géochronologiques présentées et de leur corrélation avec celles connues de l'avant-pays carpatique (Dobrogea, Giușca et al., 1967, 1969) les unités lithostratigraphiques séparées dans le Précambrien supérieur correspondent aux suivants intervalles de temps:

Précambrien supérieur A - 1600 m.a. - 800 \pm 50 m.a.

Précambrien supérieur B - 800 \pm 50 m.a. - 575 m.a.

2. Lithologie et lithostratigraphie

Précambrien supérieur A. Il est représenté par une séquence puissante de plus de 10.000 m qui au point de vue lithostratigraphique comporte deux unités principales:

a. une unité (en position inférieure) constituée de manière prépondérante par des roches gneissiques (gneiss ceillés, gneiss quartzo-feldspathiques, paragneiss etc.) en alternance avec des amphibolites et localement associées à des roches migmatiques (série de Bretila-Rarău, Cumpăna-Cozia, Tincova, partie inférieure de la série de Sebes-Lotru etc.). La partie basale et le soubassement de ces séries mésométamorphiques n'affleurent pas dans les Carpates;

b. une unité (en position supérieure) représentée de manière prépondérante par des micaschistes et par une formation carbonatée constituée par une alternance de calcaires, dolomies, amphibolites et micaschistes (série de Rebra-Barnar, Făgăraș, Baia de Arieș).

Ces deux unités lithostratigraphiques sont connues dans les trois secteurs structuraux majeurs des Carpates.

Précambrien supérieur B. Il comporte la séquence sédimentaire métamorphisée sous le faciès des schistes verts qui repose progressivement et avec discordance de métamorphisme sur le Précambrien supérieur A. La partie inférieure de la succession lithostratigraphique n'apparaît que dans les Carpates Méridionales et les Monts Apuseni; dans les Carpates Orientales elles fait défaut, vu les relations tectoniques. Elle est représentée par une formation volcanogène-sédimentaire basique (schistes verts, schistes chloriteux à porphyroblastes d'albite) associée fréquemment à des roches

calcaires et à des dolomies (série de Biharîa, Arada dans les Monts Apuseni; séries de Sibîsel-Boița ou Dăbica - dans l'unité Gétique des Carpates Méridionales). La partie supérieure de la succession est représentée par une séquence détritogène qui englobe, vers la partie supérieure, des formations volcanogènes-sédimentaires rhyolitiques (série de Muncel des Monts Apuseni, série de Tulgheș des Carpates Orientales, série de Lainici-Păiuș des Carpates Méridionales). Les données palynologiques conduisent à situer ces séquences dans le Vendien-Cambrien inférieur. Dans les Carpates Orientales le volcanisme rhyolitique s'est manifesté durant plusieurs phases successives. Etant donné qu'entre les niveaux lithostratigraphiques à métavolcanites rhyolitiques apparaissent fréquemment des produits pyroclastiques et épicroclastiques basiques il s'ensuit que l'activité magmatique durant le Vendien-Cambrien avait un caractère cyclique, plusieurs cycles d'éruption basique et acide se succédant.

3. Métamorphisme

Le métamorphisme régional dalslandien a affecté les formations sédimentaires et les volcanites du Précambrien supérieur A. Il s'est déroulé sous faciès des amphibolites à almandin. Localement, dans la partie supérieure de la pile de schistes cristallins on remarque des transitions vers le faciès des schistes verts. Dans les Carpates Méridionales autant que dans les Carpates Orientales les conditions de température ont varié progressivement correspondant aux zones à biotite, almandin, staurotide, disthène et sillimanite. Toujours localement des fusions partielles ont eu lieu engendrant des roches migmatiques. La présence des paragenèses à disthène et la succession des isogrades dénotent un métamorphisme de type barrovien (Savu, 1975). Des données concernant les conditions barriques, fournies par l'étude des micas blancs des Carpates Orientales (Kräutner et al., 1975), dénotent que le métamorphisme dalslandien s'est déroulé à de hautes pressions du domaine barométrique barrovien. Sur des surfaces restreintes, tout spécialement dans les Carpates Méridionales (Bercia, 1975; Hirtopan, 1975) on a signalé dans la série de Sebes-Lotru des paragenèses avec cordiérite et andalousite. Les relations structurales dénotent que ces minéraux de basse pression se développent aux dépens des minéraux des paragenèses à disthène en les substituant. Il s'agit donc des séries cristallines partiellement polymétamorphiques. Le second métamorphisme, de basse pression, n'a pas été daté jusqu'à présent. Il pourrait être mis sur le compte de quelques dômes thermiques daslandiens tardifs ou il pourrait correspondre à une phase

métamorphique hercynienne, compte tenu de la basse pression à laquelle s'est déroulé le métamorphisme hercynien dans les Carpates (Kräutner et al., 1975) et en général en Europe.

Les métamorphites dalslandiennes présentent fréquemment des caractères polymétamorphiques résultés de la superposition des rétro-morphoses régionales baïkalienne et hercynienne survenues sur de large surfaces dans le soubassement des séries métamorphiques baïkaliennes et hercyniennes.

Le métamorphisme régional assyntien (baïkalien) a affecté les séquences sédimentaires et les volcanites du Précambrien supérieur B. Il a également affecté (regressif) le soubassement du système plissé baïkalien.

Il est de type barrovien et s'est déroulé sous faciès des schistes verts; les isogrades de la biotite et de l'almandin n'ont été touchées que localement. L'examen des micas blancs des métamorphites baïkaliennes des Carpates Orientales trahissent un régime de basse pression dans le domaine harrigue barrovien (Kräutner et al., 1975).

4. Métallogenèse

Le cycle tectonomagmatique du P r é c a m b r i e n s u p é r i e u r A est accompagné sur le territoire des Carpates par deux provinces métallogéniques, notamment:

Province des concentrations métallifères associées au magmatisme basique du Précambrien supérieur A des Carpates.

Les produits de cette métallogenèse apparaissent dans les Carpates Orientales et Méridionales. Ils sont représentés par des minerais syngénétiques intercalés en concordance dans quelques niveaux lithostratigraphiques, séparés par d'épaisses séquences de roches métamorphiques. Les minerais ont été donc engendrés au cours de plusieurs phases métallogéniques qui se sont succédées comme il suit (fig. 3):

Concentrations stratiformes et lentiformes de magnétites, associés à des amphibolites. Elles apparaissent dans la série de Sebeş-Lotru des Carpates Méridionales (Bontari, Valea Fierului, Stărnino-sul, Monts Poiana Ruscă) constituant de faibles accumulations de minéral compact, métamorphisé, et des disséminations, de type Lahn-Dill. A Armenis (Monts Semenik) apparaissent aussi des transitions vers des faciès carbonatés ferrifères.

Concentrations lenticulaires litées de carbonates et de silicates de manganèse. La plupart des gisements connus apparaissent dans la série de Sebeş-Lotru des Carpates Méridionales (Delineşti - Monts Semenik; Pravăt - Monts Sebeş). Les minerais représentent des accumulations hydrothermales-sédimentaires métamorphisées. Dans la

plupart des cas elles s'associent à des roches quartzitiques.

Concentrations lenticulaires litées de minerais de fer et de cuivre associées à des amphibolites. Elles sont connues dans la partie moyenne de la série de Rebra-Barnar des Carpates Orientales (Bizdiga - Monts Rodna) et sont représentées par des disséminations de chalcopryrite, pyrrhotine et magnétite dans des amphibolites. Localement apparaissent aussi des lentilles de carbonates de fer.

Concentrations stratiformes et lenticulaires de magnétite et de hématite dans des amphibolites. Elles apparaissent dans les roches amphiboliques de la partie supérieure du complexe moyen de la série de Rebra-Barnar des Carpates Orientales (Iacobeni, Sunători - Monts Bistrița) et sont représentées par des minerais compacts et par des disséminations de type Lahn-Dill, métamorphisés.

Province des concentrations plumbo-zincifères associées à des formations carbonatées du Précambrien supérieur A des Carpates. Les produits de cette métallogenèse sont représentés par des minerais syngénétiques lités de type Mississippi Valley-Bleiberg-Silésie, métamorphisés. Ils sont intercalés dans plusieurs niveaux de calcaires et de dolomies du complexe moyen de la série de Rebra-Barnar des Carpates Orientales (Valea Blazna, Guget - Monts Rodna). Des équivalents génétiques en position lithostratigraphique corrélables apparaissent aussi dans la série de Făgăraș (Monts Făgăraș - Carpates Méridionales). Le minerai est constitué de manière prédominante par la blende, la galène et la pyrite. Localement il s'associe de quartzites (métagel de silice). La distribution des accumulations de sulfures est en corrélation avec le développement facial de la formation carbonatée qui comporte ce minerai.

Le cycle tectonomagmatique du P r é c a m b r i e n s u p é r i e u r B se caractérise sur le territoire des Carpates par deux provinces métallogéniques.

Province des concentrations métallifères associées au magmatisme basique du Précambrien supérieur B des Carpates. Les produits de cette métallogenèse apparaissent dans les Carpates Orientales et dans les Carpates Méridionales. Ils sont représentés par des minerais syngénétiques métamorphisés, constituant des intercalations concordantes dans deux niveaux distincts. Il s'agit donc de deux événements métallogéniques distincts. Compte tenu de la distribution des minerais respectifs en deux unités structurales différentes des Carpates ils peuvent être attribués à deux subprovinces métallogéniques, notamment:

Subprovince des concentrations associées aux volcanisme basique du Précambrien supérieur B des Carpates Méridionales. Elle

comporte des accumulations litées hydrothermales-sédimentaires, de pyrite et de blende métamorphisées et plissées, associées à des roches calcaires dolomitiques et à des quartzites (métagels de silice) (Boița-Hațeg, Monts Poiana Ruscă).

Subprovince des concentrations associées au volcanisme basique du Vendien-Cambrien inférieur des Carpates Orientales. Elles comporte des accumulations hydrothermales-sédimentaires de minerai de manganèse et de barytine. Les minéraux apparaissent sous forme de lentilles litées et plissées constituant des intercalations concordantes dans une formation de quartzites noirs (métalidites) associée probablement à l'une des phases de l'activité du volcanisme basique sous-marin du Vendien. Les minerais du manganèse sont constitués de manière prédominante par des carbonates et de manière subordonnée par des silicates. Les accumulations de barytine sont fréquemment accompagnées par des sulfures (de manière prédominante pyrite et blende). Les concentrations de minerai de barytine autant que celles de manganèse constituent des intercalations dans le même niveau lithostratigraphique. Cependant leur distribution spatiale diffère, étant connues à présent dans des unités tectoniques alpines différentes.

Province des concentrations de pyrite et de sulfures polymétalliques associées au volcanisme rhyolitique du Vendien-Cambrien inférieur des Carpates. Elle est constituée de manière prédominante par des accumulations litées volcanogènes-sédimentaires métamorphisées (de type Kuroko, Ibérique, Canadien) (Baia Borsa, Fundul Moldovei, Leșul Ursului, Bălan - Monts Bistrița) et de manière subordonnée par des minerais hydrothermaux métamorphisés (Singeroasa, Tulgheș). Les minerais syngénétiques constituent des intercalations dans plusieurs niveaux lithostratigraphiques dans le série de Tulgheș (Carpates Orientales) trahissant une activité métallogénique polyphasique. Les concentrations de sulfures sont fréquemment localisées dans les produits épicalastiques rhyolitiques constitués durant les périodes de calme volcanique par la resédimentation du matériel rhyolitique des structures volcaniques. On distingue deux principaux types de gisements:

a) accumulations de minerais compact à structure zonée, entourées de zones concentriques avec des disséminations de sulfures développées sous des faciès différents. Ces accumulations ont été déposées probablement en conditions de calme en milieu subaquatique, et

b) accumulations sous forme de disséminations litées dans des roches chloriteuses, quartzieuses et sériciteuses, les différents

types de faciès fréquemment disposés en zones concentriques. Les minerais de ce genre ont probablement été déposés et partiellement resédimentés dans les conditions d'un milieu aquatique agité.

Quant à la source d'émission on distingue des concentrations engendrés par un apport de solutions hydrothermales soit le long des fissures directionnelles (Fundul Moldovei) soit à travers des zones centrales d'émission (Baia Borşa).

Les types génétiques de gisement métallifères connus dans le Précambrien des Carpates et l'ambiance géologique dans laquelle ils apparaissent portent à conclure sur leur position géotectonique.

a) Les concentrations métallifères du Précambrien supérieur A et tout spécialement celles plumbo-zincifères associées à la formation carbonatée sont comparables à celles connues dans les événements métallogéniques des zones d'expansion.

b) Les accumulations de sulfures de la subprovince des concentrations associées au volcanisme basique du Précambrien supérieur B des Carpates Méridionales étant du même type que celles des calédonides scandinaves suggèrent qu'il s'agit de la métallogenèse d'une zone d'expansion avec constitution de croûte océanique.

c) Les accumulations de pyrite et de sulfures polymétalliques de type Kuroko caractéristiques pour la province des concentrations rattachées aux volcanisme rhyolitique du Vendien Cambrien inférieur des Carpates Orientales représentent les produits d'une métallogenèse liée au stade primaire (acide) de l'évolution du volcanisme dans les zones de compression (de subduction) associées aux arcs insulaires.

REFERENCES

- B a g d a s a r i a n G.P., 1972. Über das absolute Alter einiger eruptiver und metamorpher Gesteine aus dem Ditrău Massiv und Banater Gebirge aus Rumänien. Ref/Zentralblatt f. Mineral. 1972/II p. 95, Stuttgart.
- B e r c i a I., 1975. Les métamorphites de la partie centrale et méridionale du massif de Godeanu (Carpates Méridionales). St.tehn. I/12, Bucaresti.
- C o d a r c e a - D e s s i l a M., 1967. La division des massifs cristallophylliens préalpins des Carpates Roumaines. Rev. Roum. de Géol., Géophys., Géogr., série géologie XII, 1, p. 57-63, Bucaresti.

- Giuşcă D., Ianovici V., Mînzatu S., Soroiu M., Lemne M., Tănăsescu A., Ioncică M., 1967. Asupra vîrstei absolute a formaţiunilor cristaline din vorlandul orogenului carpatic. Stud. cerc. geol., 12, 2, p. 287-296, Bucureşti.
- Giusca D., Savu H., Bercia I., Kräutner H.G., 1969. Sequence of tectonomagmatic pre-alpine cycles on the territory of Romania. Acta Geol. Acad. Sci. Hung., 13, p. 221-234, Budapest.
- Hirtopan I., 1975. Le métamorphisme de basse pression dans les Monts Mehedinţi. D.S.Inst. Geol. Geofiz., LXI/1, Bucureşti.
- Ianovici V., Rădulescu D., Dimitrescu R., Kräutner H.G., Mirăuţă O., 1966. La carte métallogénique de Roumanie. Acad. RSR, Revue Roum. de géol., géophys., géograph., série géologie, 10/2, p. 149-160.
- Iliescu V., Muresan M., 1972. Sur la présence du Cambrien inférieur dans les Carpates Orientales - série épimétamorphique de Tulgheş, D.S.Inst. Geol., LVIII/4, 23-38, Bucureşti.
- Iliescu V., Kräutner H.G., 1975. Contributions à la connaissance du contenu en microflore et de l'âge des formations métamorphiques dans les Monts de Rodna et Monts de Bistriţa (Carpates Orientales) in print.
- Iliescu V., Kräutner H.G., 1976. Précision sur l'âge de la série de Rependea s.s. de Monts Rodna par nouvelles données palynologiques (in print).
- Kräutner H.G., 1975. Das metamorphe Paläozoikum der rumänischen Karpaten (in print).
- Kräutner H.G., Savu H., 1975. Present status of precambrian geology in Romania (in print).
- Kräutner H.G., Sassi F.P., Zirpoli G., Zulian T., 1975. The basic characters of pre-alpine metamorphisms in the East Carpathians (Romania) (in Print in N.Jahrb. Min.).
- Kräutner H.G., Kräutner Fl., Tănăsescu A., Neacşu V., 1975. Interprétation des données radiochronologiques K/Ar pour les formations métamorphiques des Carpates Orientales (in print).
- Mînzatu S., Lemne M., Vîjdea E., Tănăsescu A., Ioncică M., Tiepac I., 1975. Données

- géochronologiques obtenues pour des formations cristallophylliennes et pour les massifs éruptifs de Roumanie. D.S. Inst. Geol. Geofiz., LXI/5, Bucuresti.
- S a v u H., 1975. Particularités des types de métamorphisme régional préalpin sur le territoire de la Roumanie. An. Inst. Geol. Geofiz. 41, București.
- S a v u H., B o r c o ș M., K r ä u t n e r H.G., 1970. Carte métallogénique de la R.S.de Roumanie (Atlas géologique, 1:1 000 000) (Note explicative). Inst. Geol. București.
- S t ä n o i u I., 1971. Aperçu préliminaire sur la présence du Silurien fossilifère dans les Carpates Méridionales. D.S.Inst. Geol. LVII, 5-15, București.
- V i s a r i o n A., D i m i t r e s c u R., 1971. Contributions à la détermination de l'âge de certains schistes cristallins des Monts Apuseni. Anal. St. Univ. Al.I.Cuza, Iași, 2.b. XVII, 1-13.
- Z w a r t H.J., 1969. Metamorphic facies series in the European orogenic belts and their bearing on the causes of orogeny. Geol. Assoc. of Canada, Special Paper, 5, p. 7-16.

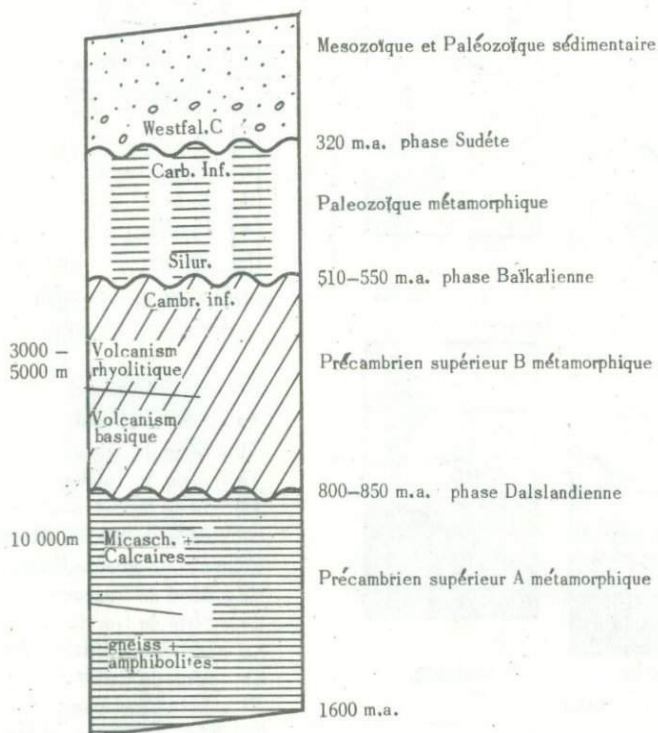


Fig. 1. Représentation schématique des relations stratigraphiques dans le Précambrien des Carpathes Roumaines

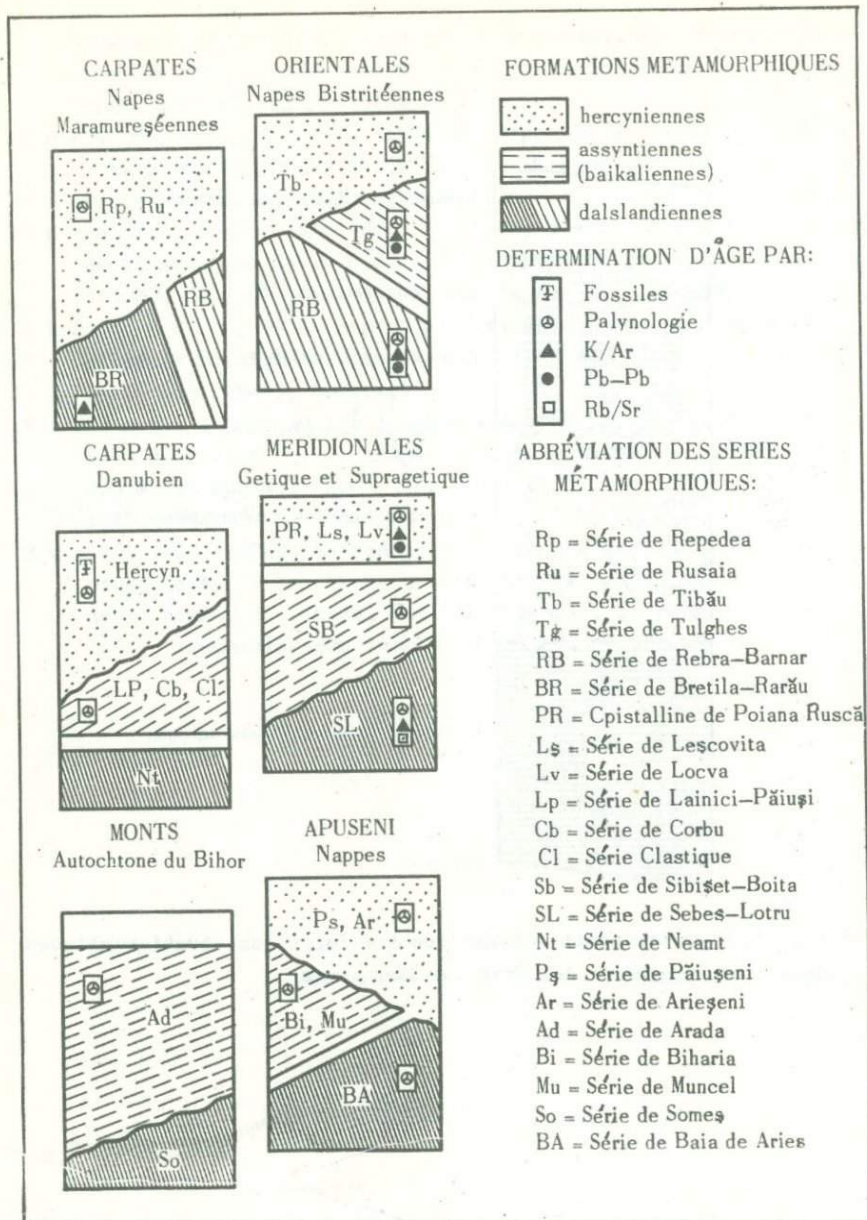
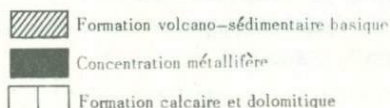
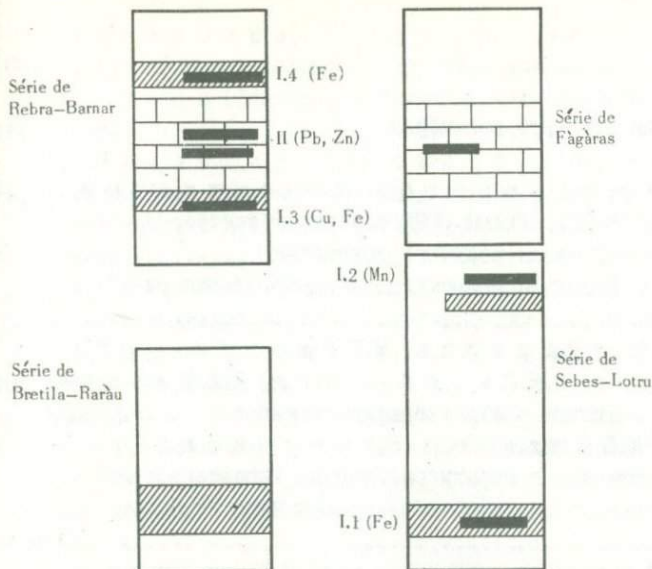


Fig. 2. Relations stratigraphiques dans le Précambrien supérieur des principales unités tectoniques de la Chaîne Carpatique Roumaine

CARPATES ORIENTALES

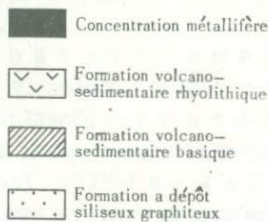
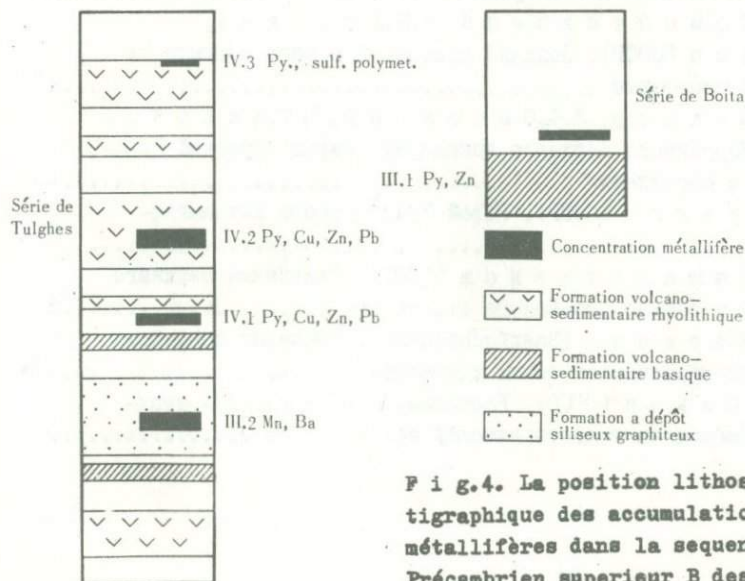
CARPATES MERIDIONALES



F i g. 3. La position lithostratigraphique des accumulations métallifères dans la séquence du Précambrien supérieur A des Carpates.

CARPATES ORIENTALES

CARPATES MERIDIONALES



F i g. 4. La position lithostratigraphique des accumulations métallifères dans la séquence du Précambrien supérieur B des Carpates

Корреляция верхнего докембрия

Б.М.Келлер, В.Г.Королев, М.А.Семихатов, Н.М.Чумаков (СССР). Рифей СССР и вопросы построения общей стратиграфической шкалы верхнего докембрия	5
У.Ф.Фариг (Канада). Палеомагнитная корреляция рифея Северной Америки	21
Вл.А.Комар, И.Н.Крылов, М.Е.Раабен, М.А.Семихатов, С.Н.Серебряков, З.А.Журавлева (СССР). Фитоциты в стратиграфии докембрия	40
Б.Аренъ, К.Лендзион, К.Яворовски (Польша). Литологическая и стратиграфическая характеристика платформенных отложений венда и основания нижнего кембрия в Польше	65
Ф.Ф.М. де Альмейда, Е.Хасуш, Б.Б. де Брито Невес (Бразилия). Верхний докембрий Южной Америки.....	75
Р.Тромпетт (Франция). Верхний докембрий Западной Африки	118
В.Д.Брюкнер, А.Фор-Мюрэ, Ю.А.Шубер (Франция). Сравнение докембрийских серий Ньюфаундленда (Канада) и Анти-Атласа (Марокко)	131
В.В.Хоментовский, В.Ю.Шенфиль, М.С.Якшин (СССР). Поздний докембрий южного обрамления Сибирской платформы	172
Ю.Р.Беккер, Л.Ф.Солонцов, Е.М.Аксенов (СССР). Корреляция верхнего докембрия (рифей) Русской платформы и ее обрамления	190
В.И.Козлов (СССР). Рифей Уралтауского антиклиналя	210
М.А.Камалетдинов (СССР). Тектоника верхнего докембрия в районе рифейского стратотипа	224
У.Б.Харланд (Великобритания). Основные концепции хроностратиграфической шкалы докембрия	236
Л.И.Салоп (СССР). Расчленение и корреляция верхнего докембрия на геисторической основе	248

Металлогения докембрия

Т.В.Билибина, В.И.Казанский, К.О.Кратц (СССР). Рудоносные формации и структуры докембрия	256
Г.А.Гросс (Канада). Металлогеническая эволюция Канадского щита	274
Я.Н.Белевцев, Г.И.Калыев (СССР). Металлогения Украинского щита и метаморфогенное рудообразование	293
К.Д.Беляев (СССР). Металлогения восточной части Балтийского щита	312
А.К.Миккола (Финляндия). Закономерности локализации рудных месторождений в докембрии Финляндии	320
Г.А.Твалчредзе, А.Д.Щеглов (СССР). Металлогения срединных массивов	337
Хейкки Папунен (Финляндия). Вопросы генезиса сульфидных медно-никелевых месторождений в Южной Финляндии.....	343
Р.А.Бинс, Д.И.Гроувс, Р.Д.Гинторп (Австралия). Сульфиды никеля в архейских ультрамафических породах Западной Австралии	349
Х.Г.Краутнер (Румыния). Очерк докембрия Румынских Карпат и его металлогении	381

CONTENTS

Correlation of the Upper Precambrian

B.M.Keller, V.G.Korolev, M.A.Semikhatov, M.M.Chumakov (USSR). The Riphean of the USSR and the problems of the general time-stratigraphic scale of the Upper Precambrian	5
W.F.Fahrig (Canada). Paleomagnetic correlation of the Riphean of North America	21
Vl.A.Komar, I.N.Krylov, M.E.Raaben, M.A.Semikhatov, S.M.Serebryakov, Z.A.Zhuravleva (USSR). Phytolites in Precambrian Stratigraphy	40
B.Aren, K.L.Lendzion, K.Yaworewsky (Poland). Lithological and stratigraphic characteristics of vendian platform deposits and the basement of the Lower Cambrian in Poland	65
F.F.M.de Almeida, Y.Hasui, B.B.de Brito Neves (Brazil). The Upper Precambrian of South America....	75
R.Trompette (France). Le Precambrien Supérieur en Afrique de l'ouest	118
V.D.Bruckner, A.Faure-Muret, G.A.Choubert (France). Comparison of Precambrian series of Newfoundland (Canada) and Anti-Atlas (Morocco)	131
V.V.Khomentovskiy, V.Yu.Shenfil, M.S.Yakshin (USSR). Late Precambrian of the southern fringe of the Siberian platform	172
Yu.R.Bekker, L.P.Solentsov, E.M.Aksenov (USSR). Correlation of the Upper Precambrian (Riphean) in the Russian platform and its framing	190
V.I.Kozlov (USSR). The Riphean of the Uraltaussky anticlinorium	210
M.A.Kamaletdinov (USSR). Tectonics of the Upper Precambrian in the area of Riphean stratotype	224
W.B.Harland (Great Britain). The main concepts of the time-stratigraphic scale for the Precambrian	236
L.U.Salop (USSR). Subdivision and correlation of the Upper Precambrian with the geohistorical principle involved...	248

Metallogeny of the Precambrian

T.V.B i l l i b i n a, V.I.K a z a n s k y, K.O.K r a t s (USSR). Ore-bearing formations and structures of the Precam- brian	256
G.A.G r o s s (Canada). Metallogenetic evolution of the Canadian shield	274
Ya.N.B e l e v t s e v, G.I.K a l y a e v (USSR). Metallo- geny of the Ukrainian shield and metamorphogenetic ore forma- tion	293
K.D.B e l i a y e v (USSR). Metallogeny of the Eastern part of the Baltic shield	312
A.K.M i k k e l a (Finland). Regularities of location of ore deposits in the Finnish Precambrian	320
G.A.T v a l c h r e l i d z e, A.D.S c h e g l e v (USSR). Metallogeny of Median Masses	337
H e i k k i P a p u n e n (Finland). Genetic aspects of the sulfide Ni-Cu deposits of Southern Finland	343
R.A.B i n n s, D.I.G r o v e s, R.J.G u n t h o r p e (Australia). Nickel sulphides in archaean ultramafic rocks of Western Australia	349
H.G.K r ä u t n e r (Romanie). Aperçu sur le Precambrien des Carpates Roumaines et la metallogenese associée	381

КОРРЕЛЯЦИЯ ДОКЕМБРИЯ

Том 2

Корреляция верхнего докембрия.

Металлогения докембрия

Утверждено к печати

Ордена Трудового Красного Знамени

Геологическим институтом АН СССР

Подписано к печати 22/VIII 1977 г. Т — 14936

Усл. печ. л. 25,0 + 1,1 вкл. Уч.-изд. л. 26,6

Формат 60 x 90 1/16. Бумага офсетная № 1

Тираж 1600 экз. Тип. зак. 671

Цена 2 р. 90 к.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука",

117485, Москва, В-485, Профсоюзная ул., 94^а

Г-я типография издательства "Наука",

199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

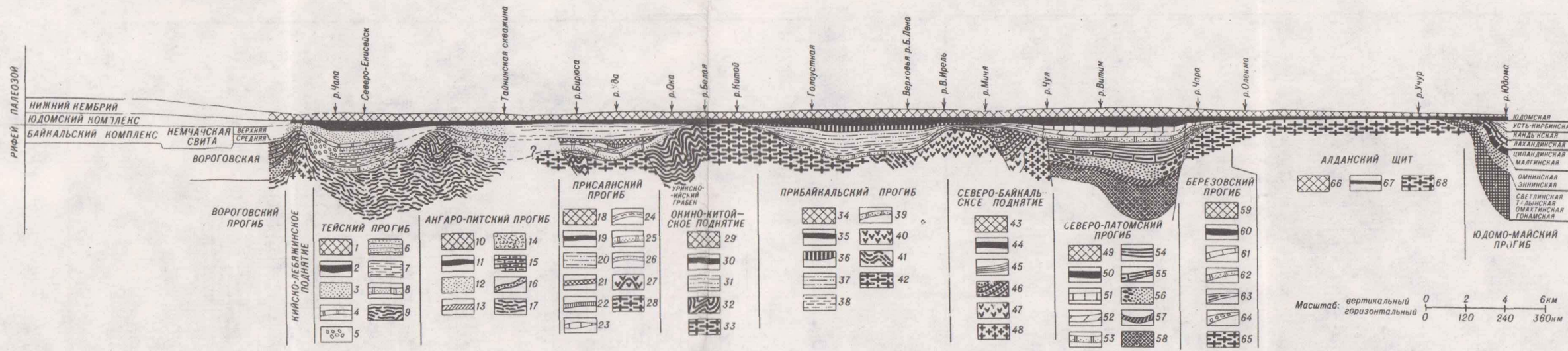


Рис. 1. Палеогеологический профиль вдоль южной окраины Сибирской платформы

I - нижний кембрий, лебяжская свита, доломиты, известняки; 2 - юдомский комплекс, островная свита - доломиты, терригенная пачка в нижней части; 3-8 - байкальский комплекс: 3-4 - немчанская серия: 3 - красноцветные песчаники и алевролиты; 4 - доломиты подбемской свиты; 5 - вороговские конгломераты; 6 - сульфатно-карбонатная свита - полимиктовые песчаники и алевролиты, ритмично переслаивающиеся; 7 - карьерная свита - алевролиты и песчаники; 8 - допатинская свита - доломиты, песчаники, алевролиты; 9 - добайкальские отложения рифея; 10 - нижний кембрий, клименская свита - доломиты, известняки; 11 - юдомский комплекс. Островная свита - доломиты, песчаники в нижней части; 12-14 - байкальский комплекс: 12 - мошакская свита - красноцветные песчаники и алевролиты; 13 - чистяковская свита, серые алевролиты, песчаники, редко доломиты; 14 - алевинская свита - красноцветные песчаники и алевролиты; 15-16 - ослянская свита: 15 - дашкинская свита - черные известняки, доломиты, реде песчаники, алевролиты; 16 - нижневангарская свита - песчаники, сланцы, железные руды; 17 - доэлянская свита - алевролиты, известняки; 18 - нижний кембрий, доломиты, известняки; 19 - юдомский комплекс, мотская (усть-татульская) свита - песчаники, алевролиты и иркутская свита; 20-22 - байкальский комплекс: 20-22 - оседловая серия; 20 - айсинская свита - красноцветные песчаники и алевролиты; 21 - удинская свита - полимиктовые песчаники, алевролиты, реде известняки; 22 - маринская свита - алевролиты, песчаники, известняки; 23-26 - карагаская серия; 23-24 - ипситская свита; 23 - доломиты; 24 - алевролиты, кремнистые породы; 25 - изванская свита - песчаники, доломиты; 26 - вантулжская свита - алевролиты, известняки, песчаники; 27 - добайкальские толщи комплекса Урикско-Ийского грабена; 28 - кристаллический фундамент; 29 - нижний кембрий - доломиты, известняки; 30 - юдомский комплекс, мотская и иркутская свиты; 31 - байкальский комплекс - красноцветные песчаники, алевролиты, редко доломиты; 32 - добайкальские отложения рифея; 33 - кристаллический фундамент; 34 - нижний кембрий, усольская, бельская, булайская свиты. Известняки, доломиты; 35 - юдом-

ский комплекс свиты: аянканская - доломиты; куртунская свита - полимиктовые породы; верхняя подсвита ушаковской свиты - полимиктовые песчаники, алевролиты, аргиллиты; 36 - нижняя и средняя подсвиты ушаковской свиты (хужирская свита) - алевролиты, песчаники; 37-39 - байкальский комплекс: 37 - качергатская свита - песчаники, алевролиты; 38 - улунтуйская свита - алевролиты, известняки; 39 - голоустовская свита - доломиты, песчаники; 40-41 - добайкальские метаморфические толщи: 40 - сланцы; 41 - эффузивы; 42 - кристаллический фундамент; 43 - нижний кембрий, верхи ушатовской и лимпейской свиты - известняки, доломиты; 44 - юдомский комплекс, свиты: миньская - песчаники, алевролиты, аргиллиты, низы лимпейской - доломиты; 45 - байкальский комплекс нерасчлененный; 46 - добайкальские отложения, чанская и окупунская свиты - песчаники, алевролиты; 47 - метаэффузивы; 48 - кристаллические породы; 49 - нижний кембрий - известняки, доломиты; 50 - юдомский комплекс, свиты: низы нохтуйской свиты - красноцветные песчаники, мергели, доломиты; тиньовская свита - известняки, доломиты; 51-53 - байкальский комплекс: 51 - чончинская свита - известняки; 52 - хунинская свита - мергели, алевролиты; 53 - кажинская свита - доломиты, известняки, песчаники; 54-58 - добайкальские отложения: 54 - валхтинская свита - сланцы, известняки; 55 - баракунская свита - известняки, доломиты, сланцы; 56 - джамкунская свита - песчаники, конгломераты; 57 - маринская свита - алевролиты, известняки; 58 - балаганская свита - песчаники, алевролиты; 59 - нижний кембрий, вадонская свита - красноцветные песчаники, мергели, гипсы, доломиты; эльванская, толбачанская, олекминская свиты - доломиты, известняки; 60 - юдомский комплекс, порохтаховская и дикимдинская свиты - доломиты, реде - алевролиты, песчаники; 61 - торгинская свита - известняки, доломиты; 62 - сенская свита - доломиты; 63 - кумухулахская свита - алевролиты, аргиллиты; 64 - ничетская свита - песчаники, конгломераты; 65 - кристаллический фундамент; 66 - нижний кембрий, петроцветная, тумулдурская, унтелинская и олекминская свиты - известняки, доломиты, мергели; 67 - юдомский комплекс, дикимдинская и порохтаховская свиты - доломиты, песчаники; 68 - кристаллический фундамент

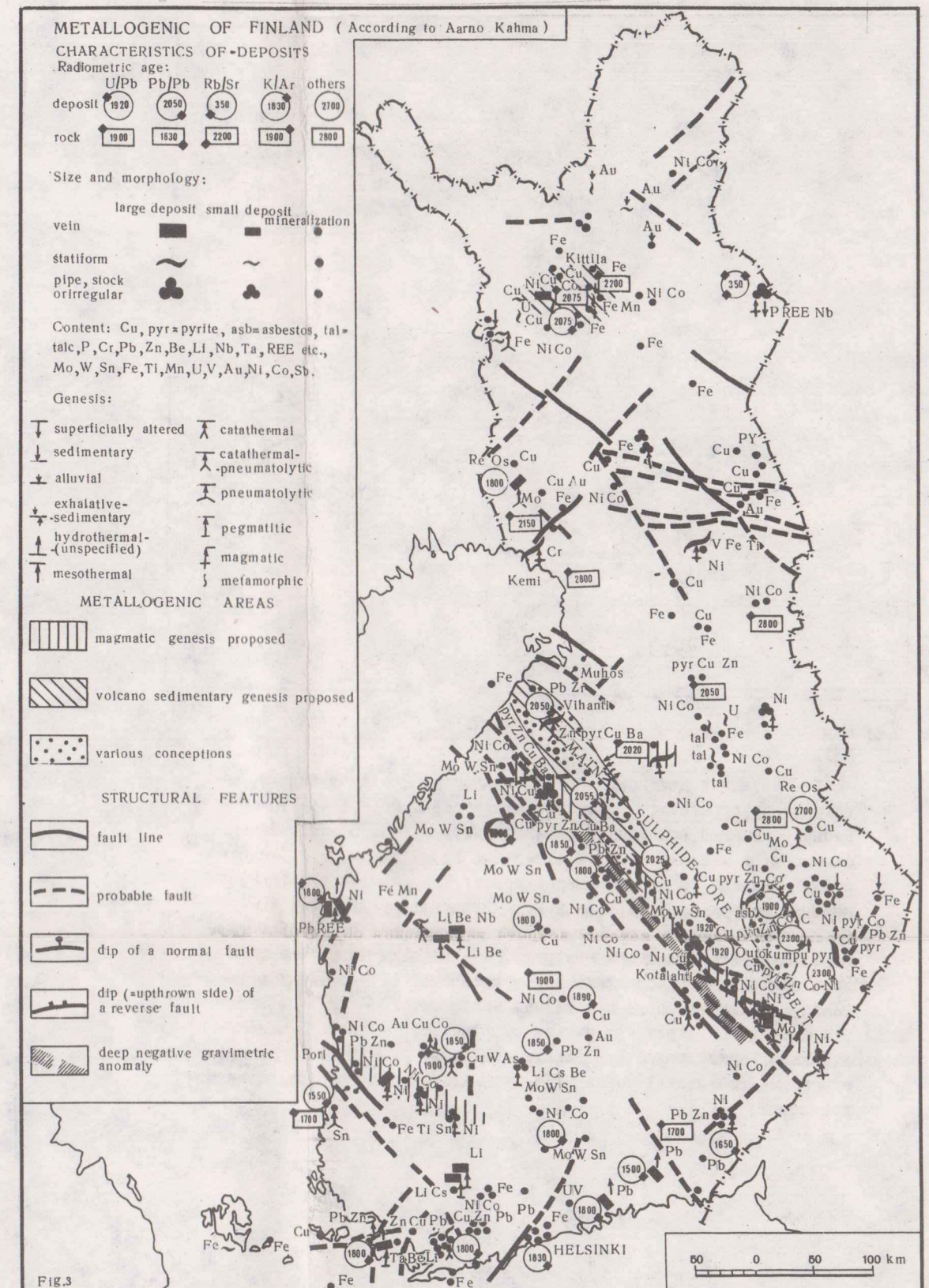


Fig. 3. Metallogenetic map of Finland (Kahma, size reduced)

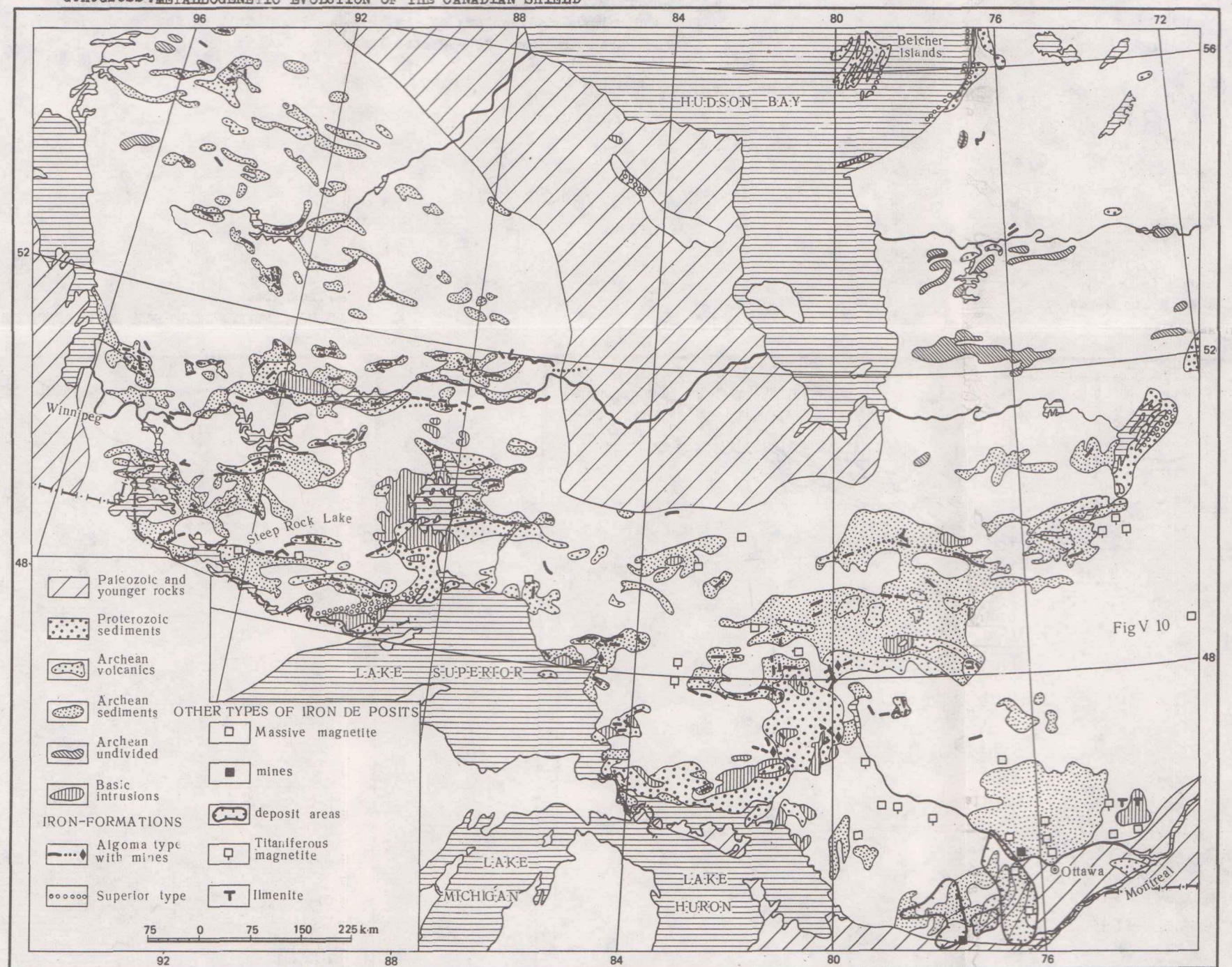
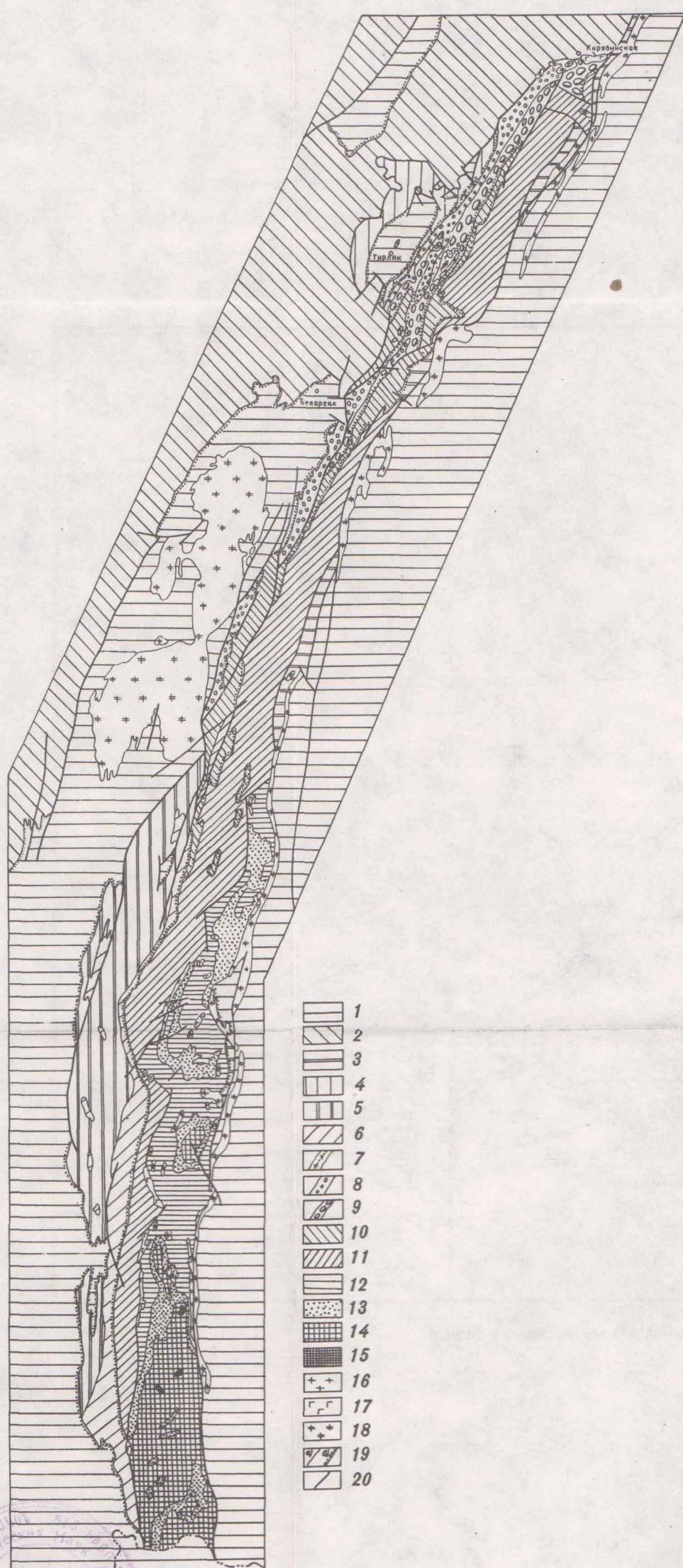
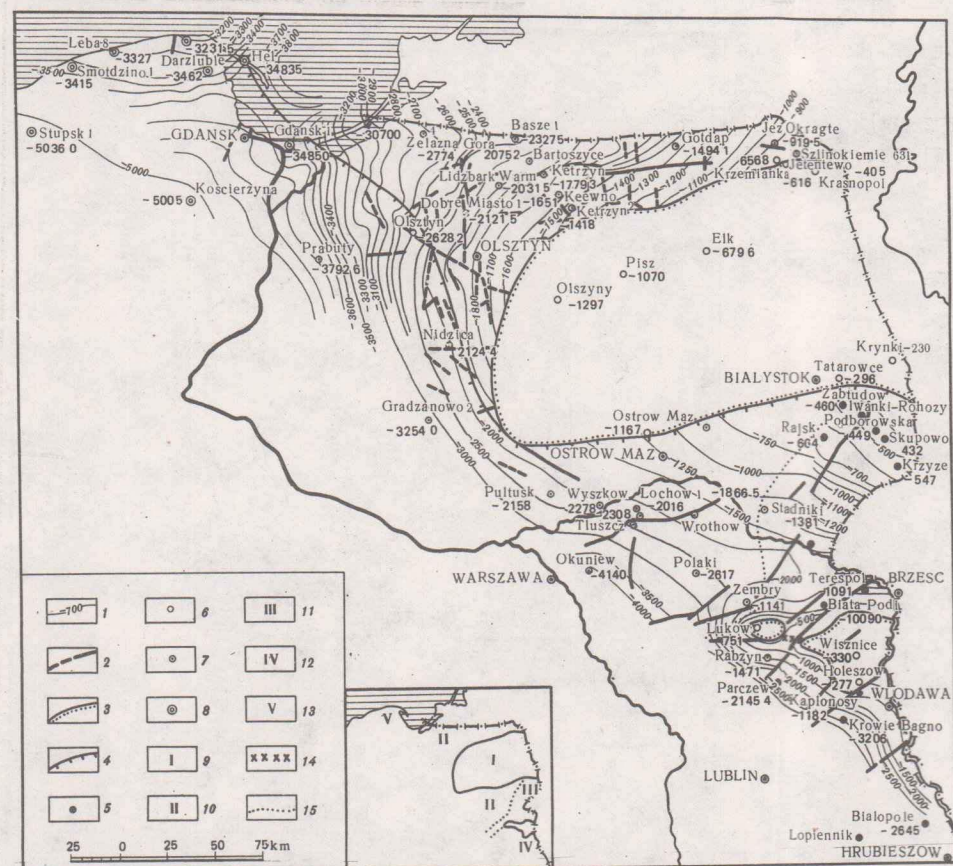


Fig. 3

Схематическая геологическая карта рифея Уралтауского антиклинория (составил В.И.Козлов с частичным использованием материалов В.Л.Волошина, А.В.Клочкина, Д.Д.Кришчского)
I - палеозой, нерасчлененные отложения (PZ); 2 - рифей Башкирского метантиклинория; 3 - терминальный рифей, нерасчлененные отложения (R₄?) . Суваньянский комплекс. Терминальный рифей, свиты: 4 - аршинская (R_{2ar}); 5 - белейская (R_{2bl}); 6 - аюйинская (R_{2ak}); 7 - байнасская (R_{2ba}). Верхний рифей, свиты: 8 - арвинская (R_{2arv}); 9 - мазаринская (R_{2mz}); 10 - куртунская (R_{2kr}). Средний рифей: II - утальская свита (R_{2ut}). Максиковский комплекс. Средний рифей, свиты: 12 - карамалинская (R_{2krm}); 13 - иматунинская (R_{2im}); 14 - кайрелинская (R_{2krk}); 15 - талевская (R_{2tl}). Прочие обозначения: 16 - граниты; 17 - габбро; 18 - серпентиниты; 19 - геологические границы; а) нормальные стратиграфические и интрузивные, б) несогласные; 20 - разрывные нарушения



Карта распространения венда и нижнего кембрия на платформе в Польше

I - извилины докембрийской поверхности; 2 - дислокации; 3 - граница пространства, лишенного отложений кембрия; 4 - граница распространения отложений кембрия; 5 - бурные скважины, в которых открыты отложения венда и кембрия; 6 - бурные скважины, в которых нет кембрия; 7 - бурные скважины, в которых кембрий залегает на кристаллическом фундаменте; 8 - бурные скважины, в которых открыта жарновецкая серия; 9 - площадь, лишенная отложений кембрия; 10 - площадь залегания нижнего кембрия на кристаллическом фундаменте; 11 - площадь залегания кембрия под нижним кембрием; 12 - площадь залегания любельской серии под нижним кембрием; 13 - площадь залегания жарновецкой серии под нижним кембрием; 14 - граница распространения любельской серии; 15 - граница распространения кембрия

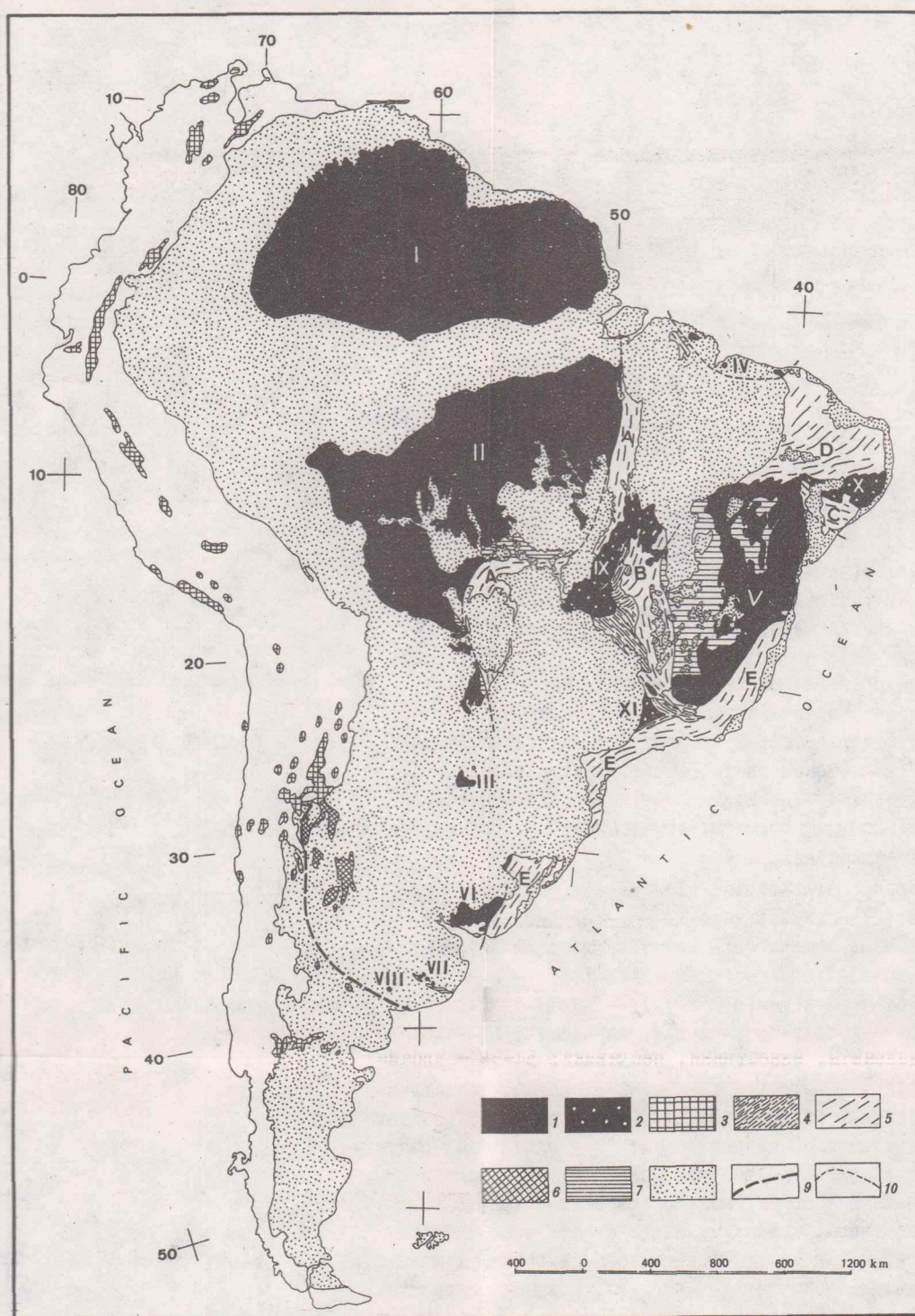


Fig. 2. The major precambrian tectonic units of South America:

1 - Craton basement exposures: Amazonian Craton in Guiana Shield (I), in western Central Brazilian Shield (II) and in Eastern Paraguay (III); São Luis Craton (IV); São Francisco Craton (V); Rio de La Plata Craton in Uruguay (VI), Tandilia (VII) and Sierras Australes (VIII). 2 - Major massifs: Goiás Central Massif (IX), Pernambuco-Alagoas Massif (X), Guaporé Massif (XI). 3 - Precambrian massifs remobilized in the Andean Chain and Patagonian Platform. 4 - Uruçu Folded Belt. 5 - Folded belts and regions of the Brasiliano Cycle: Paraguay-Araguaia Belt (A), Brasília Belt (B), Sergipano Belt (C), Northeastern Region (D), Southeastern Region (E). 6 - Sierras Pampeanas Massifs. 7 - Sedimentary covers correlative of the Brasiliano Cycle. 8 - Phanerozoic sedimentary and volcano-sedimentary covers. 9 - Southern limit of the South American Platform. 10 - Craton limit

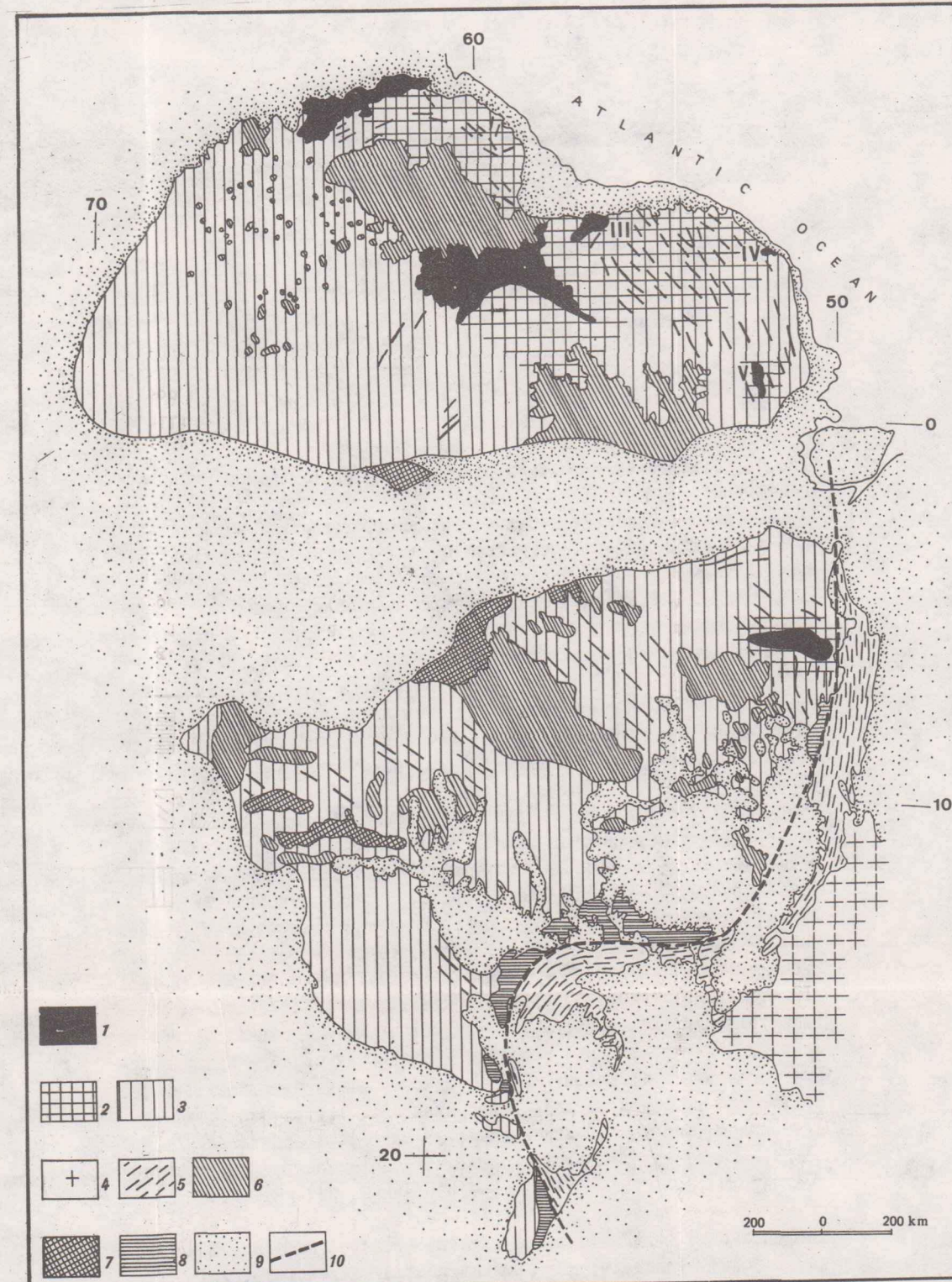


Fig. 3. The Amazonian Craton

1 - Guriense and Jequiú units: Imataca (I), Kanuku (II), Coeroeni-Fallawatra (III), Ile de Cayenne (IV), Rio Falsino (V) and basement of the Grão Pará Group (VI). 2 - Trans-Amazonian areas. 3 - Undifferentiated Pré-Brasiliano areas. 4 - Goiás Central Massif. 5 - Paraguay-Araguaia Folded Belt. 6 - Sedimentary and volcano-sedimentary covers related to Upper Precambrian reactivations. 7 - Sedimentary covers related to the Brasiliano Cycle (molassoid). 8 - Sedimentary covers correlative of the adjacent Brasiliano geosyncline. 9 - Phanerozoic sedimentary covers. 10 - Craton border

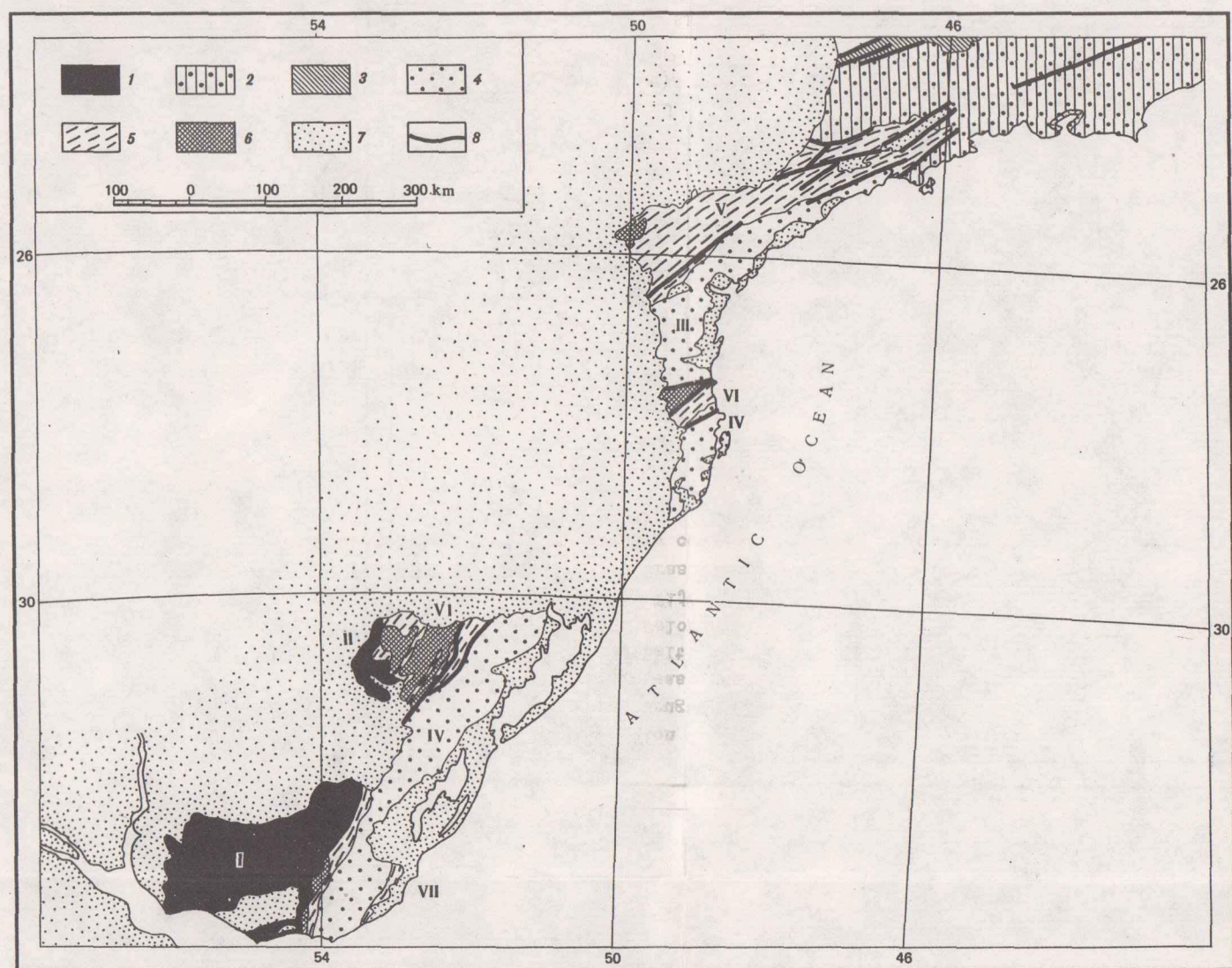


Fig. 8. Southeastern Folded Region

1 - Rio de La Plata Craton: Uruguay (I) and Rio Grande do Sul (?) (II). 2 - Pré-Uruçuano areas, remobilized during the Brasiliano Cycle. 3 - Uruçu Folded Belt. 4 - Southeastern Region Median Massifs: Joinville (III) and Pelotas (IV). 5 - Southeastern Region Folded Systems: Apiai (V), Tijuca (VI) and Eastern Uruguay (VII). 6 - Molasse basins of the Brasiliano Cycle. 7 - Phanerozoic sedimentary and volcano-sedimentary covers. 8 - Major faults

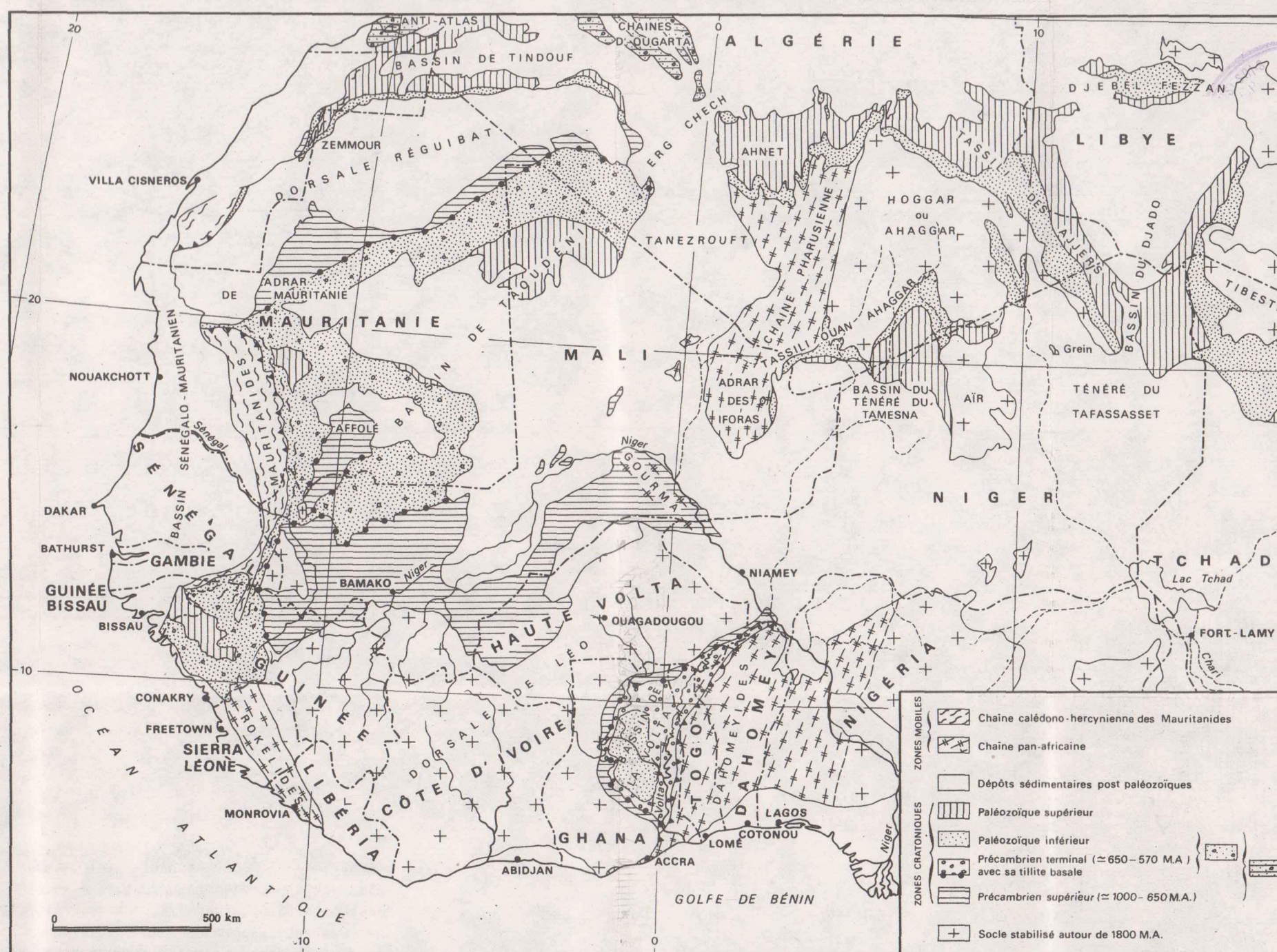


Fig. 1. Carte structurale de l'Ouest Africain. Répartition du Précambrien supérieur

2342

2342
T. 2