

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 1

ROCK-FORMING SEDIMENTATION
IN THE PRECAMBRIAN

ORGANIC MATTER AND LIFE
IN THE PRECAMBRIAN

PRECAMBRIAN OF MOBILE ZONES, VOLCANISM
AND VOLCANOGENIC FORMATIONS
OF THE PRECAMBRIAN

Editor:

academician A. V. SIDORENKO



PUBLISHING OFFICE «NAUKA»

Moscow 1977

КОРРЕЛЯЦИЯ ДОКЕМБРИЯ

Том 1

ОСАДОЧНЫЕ ПРОЦЕССЫ ПОРОДООБРАЗОВАНИЯ
В ДОКЕМБРИИ

ЖИЗНЬ И ОРГАНИЧЕСКОЕ ВЕЩЕСТВО
В ДОКЕМБРИИ

ДОКЕМБРИЙ ПОДВИЖНЫХ ЗОН, ВУЛКАНИЗМ
И ВУЛКАНОГЕННЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ
ДОКЕМБРИЯ

Под редакцией
академика А. В. СИДОРЕНКО



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

Москва 1977



2341

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.

В двухтомнике "Корреляция докембрия" приведены доклады участников одноименного международного симпозиума.

Необходимость широкого обсуждения главных направлений в изучении докембрия обусловлена естественным развитием современной геологической науки. В последние годы изучение докембрия выдвигается на одно из ведущих мест в области наук о Земле. Геологические исследования докембрия — этого начального, наибольшего по продолжительности, отрезка в истории формирования земной коры, охватывающего 3–3,5 млрд. лет ее существования, — имеют важнейшее значение как для познания истории развития нашей планеты, так и для прогноза полезных ископаемых. Преобладающая масса добываемых человечеством руд сосредоточена именно в докембрийских образованиях. Поэтому изучение докембрия становится одной из важнейших задач геологии, к решению которой привлечены крупные силы ученых в разных странах. Оно имеет особое значение для развивающихся стран Африки, Южной Америки и юга Азии, где докембрийские образования распространены наиболее широко.

Для повышения эффективности многочисленных и разнообразных исследований докембрия в различных странах мира в настоящее время настоятельно необходимы координация усилий, проведение совместных работ на наиболее перспективных направлениях, широкая научная кооперация. С этой целью впервые в международной практике был создан симпозиум, целиком посвященный важнейшим проблемам глобальных исследований докембрия и координации этих исследований.

Симпозиум "Корреляция докембрия" был проведен в Москве в августе-сентябре 1975 года по решению Совета Международной программы геологической корреляции (МПК), осуществляемой совместно с Международным союзом геологических наук (МСГН) и ЮНЕСКО. В его работе приняли участие ведущие ученые из 21 страны. Выработке общих принципов решения кардинальных геологических проблем способствовали обсуждения конкретных вопросов во время геологических экскурсий, проведенных по кристаллическим комплексам раннего докембрия Карелии и Курской магнитной аномалии, по отложениям верхнего докембрия Урала и по метаморфическим породам Дзирульского массива в Грузии.

Во время работы симпозиума обсуждение было сосредоточено на следующих направлениях в изучении докембрия: седиментогенез и ископаемое органическое вещество, возникновение жизни, вулканизм и тектоника плит, металлогения, межконтинентальная корреляция

верхнего докембрия. Вопросы координации решались на заседаниях рабочих групп при обсуждении отдельных проектов МПГК, посвященных: границе кембрия и докембрия, геохимии вулканических пород архея, докембрию в более молодых складчатых поясах, металлогении докембрия, железорудным формациям впадины Хаммерсли и образованию аналогичных железорудных формаций других бассейнов, корреляции разрезов верхнего докембрия, докембрию Западной Африки. В принятом решении особо отмечена важность и актуальность исследований экзогенных процессов, органического вещества и палеонтологии докембрия.

Симпозиум отразил определенный этап в мировых исследованиях докембрия и в их координации. Было положено начало работам по одному из крупнейших проектов МПГК — "Металлогения докембрия", ответственность за осуществление которого возложена на СССР, а руководителем проекта избран академик А.В.Сидоренко. Работа симпозиума показала, что периодическое проведение совещаний с целью координации и корреляции научных исследований докембрийских комплексов и их металлогении стало теперь настоятельной необходимостью. Систематический обмен информацией, выработка единых принципов подхода к решению важнейших вопросов глобальных исследований докембрия сейчас являются важным условием дальнейшего прогресса в познании докембрийской геологической истории и металлогении. Интенсивность проводимых уже сейчас исследований, их актуальность, научная и практическая значимость обуславливают необходимость постоянной кооперации. С этой целью целесообразно создание единой организации, которой могла бы стать, например, Международная ассоциация по изучению докембрия.

Доклады участников симпозиума, составляющие данный сборник сгруппированы в двух томах и пяти разделах. Том I: осадочные процессы породообразования в докембрии (охарактеризованы общие вопросы седиментации в докембрии, оледенения, древнейшие осадки, конгломераты и глубоко метаморфизованные осадочные породы), жизнь и органическое вещество в докембрии (происхождение и древнейшие формы жизни, вопросы биологии древнейших организмов, органическое вещество и вопросы нефтеносности докембрия), докембрий подвижных зон, вулканизм и вулканогенные образования докембрия (проблемы эффузивного и интрузивного магматизма, офиолитов, океанической коры и тектоники плит в докембрийских комплексах, докембрий срединных массивов, вопросы эволюции земной коры в докембрии); том II: корреляция верхнего докембрия (палеонтологические, палеомагнитные и другие методы корреляции, палинспастические реконструкции и геохронологические шкалы), металлогения докембрия (общие закономерности, особенности металлогении крупных регионов).

INTRODUCTION

The two-volume edition of the "Correlation of the Precambrian" comprises papers by participants of the symposium bearing the same name.

The development of geoscience at present requires wider consideration of various trends, existing in the study of the Precambrian. Recently the problem of the Precambrian has taken a leading place among Earth sciences. Geological investigations carried out on the Precambrian - this initial and longest period of the Earth history, covering 3 - 3,5 billion years - are most significant both for extending our knowledge about the development of our planet and for prospecting mineral resources. The major part of ore output is obtained from Precambrian formations. That's why the study of the Precambrian is becoming one of the principal tasks of geology, involving prominent scientists in different countries. It is particularly important for developing countries of Africa, South America and South Asia where Precambrian formations are widespread.

To make numerous investigations, conducted in different countries of the world, more efficient it is essential to take concerted efforts, to carry out joint activities in the directions which seem most prospective, to maintain scientific cooperation. With this in view an international symposium was convened for the first time, wholly devoted to principal problems, relative to global investigations on the Precambrian and their coordination.

The Symposium "Correlation of the Precambrian" was held in Moscow in August-September 1975 at the decision of the Board of the International Geological Correlation Programme, implemented jointly by International Union of Geological Science (IUGS) and UNESCO.

Leading scientists from 21 countries took part in the work of the symposium. The elaboration of general principles for solving major geological problems was facilitated by discussions on individual subjects, during the excursions in Karelia where Early Precambrian crystalline complexes were observed, in Kursk magnetic anomaly, in the Urals where Upper Precambrian deposits were shown and in Georgia, where Dzirulian massif metamorphic rocks were observed.

In the course of the Symposium work the following subjects were discussed: sedimentology and organic matter in the Precambrian, the origin of life, volcanism, plate tectonics, metallogeny, intercontinental correlation of Upper Precambrian. Coordination

aspects were settled at the meetings of working groups on individual IGCP projects, among them: Cambrian/Precambrian boundary, Archean igneous geochemistry, Precambrian in younger fold belts, Metallogeny of the Precambrian, Iron formations of the Hamersley basin and analogous basins of iron formations deposition, Upper Precambrian correlations, Precambrian of West Africa. In the adopted decision the participants emphasized the significance and scientific urgency of investigations on exogenic processes and on the problems of the evolution of organic matter and palaeontology of the Precambrian.

The symposium marked a certain period in the investigations on the Precambrian and their coordination. The work on the project "Metallogeny of the Precambrian", one of the most significant IGCP projects, started, the implementation of the project was guided by the USSR. Academician A.V.Sidorenko was elected leader of the project. The work of the symposium showed scientific urgency of holding regular meetings in order to coordinate and correlate scientific investigations on Precambrian complexes and their metallogeny. Systematic exchange of information, working out of unified principles to approach the solution of major problems, relative to global investigations on the Precambrian - all this is a prerequisite of further progress in the study of the Precambrian and its metallogeny. Scientific urgency of investigations on the Precambrian, their theoretical and practical significance make it necessary to maintain permanent cooperation. It is reasonable to establish for this purpose a special organization: International association on Precambrian research could serve this purpose.

The papers by the symposium participants are comprised by two volumes and five chapters. Volume I: sedimentary processes in ore-formation in the Precambrian (general problems of Precambrian sedimentation, glaciation, ancient sediments, conglomerates and deep-seated metamorphosed sedimentary rocks), life and organic matter in the Precambrian (origin and ancient forms of life, problems of biology of ancient organisms, organic matter and oil-bearing Precambrian formations), Precambrian of mobile zones, volcanism and volcanic formations in the Precambrian (problems of effusive and intrusive magmatism, of ophiolites, of oceanic crust, of plate tectonics in Precambrian complexes, Precambrian of median massifs, problems of evolution of the Earth crust in the Precambrian); Volume II: Upper Precambrian correlations (palaeontological, palaeomagnetic correlation methods, palinspastic reconstructions and geochronological scales), metallogeny of the Precambrian (general regularities, metallogenic peculiarities of extensive regions).

А.В.Сидоренко (СССР)
ОСАДОЧНАЯ ГЕОЛОГИЯ КАК ОСНОВА ДЛЯ ПОЗНАНИЯ
ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ДОКЕМБРИИ

A.V.Sidorenko (USSR)
SEDIMENTARY GEOLOGY AS A BASIS FOR THE KNOWLEDGE
OF THE PRECAMBRIAN GEOLOGIC HISTORY

1. Petrographical methods (succession of igneous phases, depth and grade of the metamorphic processes, their identity) or geochemical methods of the determination of absolute age of certain geological formations are applied for the subdivision and correlation of the Precambrian geological complexes. Recently, particularly in connection with the large-scale mapping of shields, lithological-stratigraphical methods based on the direct study of the formation succession of certain beds of metamorphosed rocks have been successfully developed. The data thus obtained serve generally as a basis for local stratigraphical schemes.

Owing to the application of these methods, certain results have been achieved in the subdivision of metamorphic formations of some shields and in their global correlation. However, the stratigraphy and correlation of the Precambrian geological formations, especially Archean and lower Proterozoic ones, still remains to be one of the least studied geological problems.

2. As the largest part of the whole geological record is represented by the Precambrian, the subdivision and correlation of its geological complexes is the most important problem of the modern understanding of the history of the Earth's

crust. Establishing of the historical-geological stages of the Earth as a whole, beginning with the oldest Archean ones is extremely necessary for the understanding of the processes of the Earth's tectonic evolution, the sedimentation history, metamorphism and magmatism, formation and evolution of geospheres, and evolution of life during all 3.5 to 4.0 billion years of the geologic history. Without the clearly defined stratigraphy of metamorphic complexes based, like the Phanerozoic, on the historical-geological principles of evolution, it is impossible to create a general model of evolution of the Earth's crust, to organize a scientifically based search for minerals, and to elucidate regularities of the formation and distribution of the mineral raw materials.

3. The study of Archean and Proterozoic metasedimentary rocks by means of lithological methods which recently has been significantly advanced, enables us to approach the understanding of general problems of exogenic processes occurring in pre-metamorphic stages and the creation of the exogenic (sedimentary) geology of the Precambrian. It is established that the Precambrian, just as the Phanerozoic, is composed predominantly of originally sedimentary or sedimentary-volcanogenic strata which have been afterwards metamorphosed to one or another degree. Precambrian intrusive rocks, like Phanerozoic ones, are clearly of a subordinate character. It is established that all the main types of sedimentary rocks known in the Phanerozoic are also characteristic of the Precambrian. These are rocks of a clastogenic, chemogenic, and organogenic origin. These facts are very important for the investigation and understanding of the Precambrian. They indicate that the character of geological processes has been basically the same through the Earth's history, both in the Phanerozoic and in the Precambrian.

Establishment of the unity of the Precambrian and Phanerozoic geological processes in their principal nature, although they have undergone an evolutionary complication from older to younger periods, permits us to use for the Precambrian the same modes of the study, subdivision, and correlation which are used for the relatively well studied Phanerozoic. Of course, the more complicated geologic history of the Precambrian rocks has to be taken into consideration. Since most of the Precambrian rocks have undergone the regional metamorphism, the methods of investigating the Precambrian have to be used with due regard for a removal of the superimposed metamorphism.

The Precambrian has to be subdivided and correlated on the same basis as the succession in the creation of geological bodies (bed, member, formation) made up by common geological processes in certain combinations of the paleotectonic and paleoclimatic environments.

Under the present-day conditions of lithological methods of the study of metasedimentary strata and of the development of the fundamentals of the Precambrian sedimentary geology, the state of the geological knowledge on shields enables us to raise a problem of an elaboration of the Precambrian stratigraphy based on the same historical-geological principles as the Phanerozoic stratigraphy. Since the index fossils are not yet established for the Precambrian, except the upper Proterozoic, the correlation between certain formations and other units of the Precambrian at the global level of correlation of different shields can be ensured by means of geochemical methods, through determining absolute ages of certain beds, members, and formations. Absolute age determinations, however, have to be based upon and correlated with the complex of all other geological data (geological age interrelations of rocks, history of geological processes and other geological phenomena superposed on the objects under investigation).

4. Lithological-stratigraphical methods, including complications of minute lithological and lithological-geochemical characteristics of metasedimentary rocks, determinations of paleogeographic environment of deposition of certain beds, members, and formations, and, as a result, determination of the succession of changes in geological conditions under which the rocks were formed, become now of the greatest importance for the subdivision and correlation of the Precambrian. For this purpose, the mineralogical, geochemical, and other methods applied for the correlation of barren Phanerozoic strata have to be used more widely.

The most informative for the correlation of the Precambrian can be rocks which are rather abundant and characterized by specific paleoclimatic and paleogeographic environment of deposition. It has been established that continental planation surfaces, metamorphosed weathering crusts, and contemporaneous redeposited weathering products represented by high-alumina schists, quartzites, conglomerates, etc., are rather important for the correlation of the Precambrian. High-alumina schists as most intensely reworked products of the weathering of aluminosilicates (various kyanite, sillimanite, andalusite, and cor-

dierite schists) give valuable data for regional correlations. The same should be said about quartzite strata which are regionally abundant.

Correlation of the widespread Precambrian planation surfaces, continental intervals, and associated metamorphosed weathering crusts with absolute age determinations suggests several major stratigraphic levels in the Precambrian history. Paleoclimates, which have been, as a rule, globally distributed within certain natural climatic zones and clearly reflected on the sedimentogenesis products, can serve fairly well as correlative characteristics for the subdivision of the Precambrian continental strata. Therefore, the study of the Precambrian paleoclimatic regimes gives new possibilities for the correlation of the Precambrian metasedimentary complexes. Signs of arid conditions on sediments characteristic of arid climates, products of an intense weathering characteristic of humid environment, glacial deposits represented by various tillite accumulations are generally widespread and can be used in the correlation of certain metamorphosed complexes.

The petrographic study of the pebble composition in conglomerates and comparison with rocks in source areas give a reliable material for the subdivision of the Precambrian and creation of largely local correlation schemes of the Precambrian.

Just as some unique rocks types are of a correlative significance for the Phanerozoic (glaucconitic sandstone, white chalk, graptolite slates, etc.), some unique rock types of a correlative significance can be distinguished in the Precambrian. Correlative possibilities of iron quartzite, graphitic schist, etc. have to be considered.

5. Correlation and subdivision of metamorphosed strata and establishment of historical-geological stages in the Precambrian have to be based on a combination of lithological, paleogeographical, and geochemical methods. The main role in the subdivision of the Precambrian, just as in that of the Phanerozoic, belongs to the distinguishing and substantiating of major periods of sedimentation therein, which have been intervened by major stages of tectonic deformation.

For certain regions, paleotectonic methods can be used for the distinguishing of tectonic-igneous phases and phases of a strong regional metamorphism.

The development of a new scientific trend, the exogenic

(sedimentary) geology of the Precambrian, can be seen as one of the most important problems of the present-day geology, because paleomagmatism and paleotectonics should be correlated with paleolithology. The present-day state of the lithology of metamorphic strata, our knowledge of history of tectonics and magmatism, as well as outlined new ways of investigating the Precambrian permit us to hope that the elaboration of the stratigraphic scale of the Precambrian similarly detailed as the modern Phanerozoic scales is quite possible. This will enable us to elaborate a united historical-geological scheme of the Earth's evolution during all its 3.5 to 4.0 billion years. Such a problem can be solved only with combined efforts of geologists from all continents.

Успехи в определении абсолютного возраста горных пород, достигнутые за последнее десятилетие, особенно убедительно показали весьма слабую изученность истории развития земной коры в целом. Комплексом биостратиграфических методов, а также исследованием тектоно-орогенических эпох весь осадочный чехол фанерозоя в настоящее время расчленен почти на 100 ярусов и других крупных стратиграфических подразделений, объединенных в 12 систем и 3 группы: палеозой, мезозой, кайнозой. Эти стратиграфические единицы осадочного чехла общепризнаны, достаточно хорошо изучены и сопоставимы в глобальном плане, что создает достаточно четкую относительную геохронологию фанерозоя. Однако кристаллический фундамент континентов, т.е. то, что принято считать докембрием, рассматривался обычно как отражение ранних этапов развития Земли и изучен много хуже. В связи с тем что к метаморфическим породам неприменимы классические биостратиграфические методы, докембрий на основании тектоно-магматических рубежей на разных шитах расчленялся на 4-6 возрастных подразделений, да и то, как правило, эти рубежи имели преимущественно местное значение для отдельных шитов, а глобальное сопоставление оставалось более или менее условным. Только для самого позднего протерозоя на основании изучения остатков примитивных организмов устанавливаются глобально сопоставимые в той или иной мере подразделения (венд, вендомий, поздний рифей), хотя и для них корреляция более условна, чем для комплексов пород фанерозоя.

Когда определения абсолютного возраста показали, что породы фанерозоя имеют возраст до 500 млн. лет, а породы кристалли-

ческих щитов - 1,5-2 млрд. лет (причем отдельные породы датированы даже цифрами в 3,0-3,5 млрд. лет, и в свою очередь эти последние прорывают еще более древние комплексы осадочно-метаморфических пород), явно выявилась несопоставимость наших представлений об отдельных этапах истории Земли и степени ее изученности.

Настало время сделать принципиальные выводы из имеющихся сведений об абсолютном возрасте Земли и ее отдельных геологических формаций. Главный вывод заключается в том, что развитие классической исторической геологии, опиравшейся на относительную геохронологию и биостратиграфические методы корреляции, привело в основном к познанию фанерозоя, составляющего не более 1/7 всей геологической истории. 3,0-3,5 млрд. лет геологической истории Земли, приходящихся на докембрий, т.е. большая часть, подчеркивая - большая, преобладающая часть геологического времени развития нашей планеты, исследованы значительно слабее, чем фанерозой. Мы как бы находимся на пороге познания действительной истории нашей планеты.

Назрела необходимость коренным образом пересмотреть наши представления о геологической истории Земли. Правильно ли мы поступаем, когда фанерозой отождествляем со всей историей развития земной коры, а о докембрии говорим только как о раннем этапе развития нашей планеты как геологического тела? Ведь по абсолютному геологическому времени докембрий - это преобладающие по абсолютному времени периоды истории Земли, на них приходится более 85% всего геологического времени развития Земли. Более правильным нам кажется считать фанерозой, особенно такие его подразделения, как мезозой и кайнозой, последним этапом развития Земли, ведь он составляет менее 10-15% всего абсолютного геологического возраста нашей планеты. Докембрий - вот тот главный по продолжительности отрезок геологического времени, когда развивалась и формировалась земная кора. Между тем наши знания об этом времени много хуже знаний о фанерозое.

Ранее в одной из своих работ мы показали, что не только по геологическому времени, но и по объемам, занимаемым в земной коре, докембрийские породы существенно преобладают над всеми другими типами и возрастными группами пород, они лежат под осадочным чехлом в основании всех континентов. Только выходящий на поверхность докембрий щитов составляет около 1/5 всей суши. При этом заметим, что абсолютное количество разведанных запасов и добыча докембрийских железных руд, цветных металлов

и другого рудного сырья в мире существенно превышают запасы, разведанные в фанерозое, несмотря на относительно малую изученность геологических прецедентов, проходивших в докембрии.

Таким образом, если исходить из того, что основным по абсолютному геологическому времени развития Земли и по объемам сформировавшейся горной массы был докембрий, а фанерозой представляет собой только последние завершающие этапы геологической истории, то вырисовывается вся грандиозность задач изучения докембрия во всех направлениях.

Исходя из того, какое место занимает докембрий среди других геологических образований земной коры, мы считаем, что проблема расчленения и корреляции докембрия, обсуждению которой был посвящен наш прошедший симпозиум, всестороннее изучение докембрийских геологических формаций становятся в настоящее время одними из важнейших и ведущих проблем современной геологии. Будущее наращивание минерально-сырьевых ресурсов, понимание закономерностей формирования и размещения месторождений полезных ископаемых невозможны без хорошего знания истории докембрия, первичного дометаморфического состава пород, палеогеографических условий их образования, этапов орогенеза и метаморфических преобразований.

В настоящее время большая часть сил ученых направлена на изучение фанерозоя. Для исследования его очень сложной и многообразной геологической истории оформились и успешно развиваются несколько десятков различных геологических наук. Ни в какой мере не принижая значения исследований кайнозоя, мезозоя и палеозоя, имеющих огромное практическое значение, мы хотели бы привлечь внимание к исследованию докембрия. В соответствии с местом, которое занимает докембрий в геологическом времени и геологическом пространстве земной коры, должны быть увеличены коллективы исследователей, занятых докембрием, дальнейшее развитие применительно к метаморфическим породам должны получить все те науки, которые успешно развиваются при исследовании геологических явлений фанерозоя.

Мы считаем, что специальный симпозиум по корреляции докембрия, собравший ведущих специалистов из многих стран, является выдающимся событием в изучении метаморфид. Оно может положить начало новому этапу в изучении докембрийских комплексов, открыть новые страницы геологии.

Переосмысливая наши представления о продолжительности эволюции земной коры, о геологических процессах, проходивших в интервале 3,5 млрд. лет, мы считаем, что в первую очередь нужно

обратить внимание на экзогенные процессы, проходившие в допалеозойское время, на вопросы развития жизни в докембрии, преобразования первичного осадочного вещества в процессе метаморфизма и гранитизации и на процессы формирования рудных концентраций, возникавших при этом.

В чем причины относительно меньшей изученности докембрия?

Причинами слабой по сравнению с фанерозом изученности докембрия бесспорно являются трудность исследования измененных глубоко метаморфизованных пород докембрия и часто фрагментарность исходного каменного материала, доступного для исследования. Но главная причина кроется в самом методическом подходе к изучению горных пород докембрия, который существовал на протяжении почти всего развития геологии, в том, с каких позиций истолковывались результаты исследований докембрийских толщ и как реконструировались сложные процессы докембрийского породообразования. На докембрийские образования многие годы смотрели прежде всего как на комплекс пород, формировавшихся в особых, исключительных условиях именно ранних этапов развития Земли, когда геологические процессы проходили в специфических условиях первичной земной коры. Считалось, что докембрийская земная кора имела малую мощность, обуславливавшую глобальный характер тектонических движений, широко развитый вулканизм и высокие температуры поверхности Земли. С этим было непосредственно связано априорное допущение об особом характере осадконакопления и гипергенных процессов, об особом, преимущественно бескислородном составе атмосферы и гидросферы, а также об отсутствии органической жизни. Эти представления, отзвуки которых можно встретить и теперь, основывались на тех гипотезах об огненно-жидком происхождении нашей планеты, которые господствовали в конце прошлого столетия или начале XX в.

Если при исследовании геологических образований фанероза развивался весь комплекс геологических наук — петрография, литология, палеонтология, палеогеография, учение о фациях, то изучение докембрийских горных пород шло по пути классических петрографических исследований, главным образом с позиций магматической геологии, с позиций изучения собственно метаморфизованных и гранитизированных пород. Какие исходные породы скрываются за этими метаморфизованными породами, как правило, не пытались определить. Докембрий рассматривался как "царство" магматических и ультраметаморфических процессов, процессов гранитизации, определивших все развитие земной коры в докембрии,

2341

поэтому и расчленение его основывалось на тектоно-магматических фазах. В этот период ни о какой литологии, а особенно об экзогенной геологии докембрия говорить не приходилось. Докембрий рассматривался в рамках геологического времени, принципиально отличного от фанерозоя. Это же привело к тому, что вся геологическая история Земли от архея до кайнозоя не рассматривалась как единый эволюционный усложняющийся процесс, фанерозой противопоставлялся докембрию, а границе между ними приписывалось особое, исключительное значение.

Нужно заметить, что, несмотря на сугубо магматическое направление в исследованиях докембрия, многими геологами среди метаморфических комплексов отмечались и описывались различные первично-осадочные горные породы, проводились отдельные литологические исследования осадочно-метаморфических горных пород, таких, как кварциты, конгломераты и гнейсовидные песчаники, обломочный характер которых наиболее благоприятен для сохранения первичных текстур и структур. За все время изучения докембрия при петрографических и геологосъемочных работах на щитах был накоплен обширный материал о метаморфизованных осадочных породах и процессах, происходивших не только в протерозое, но и в архее.

В последние годы достаточно четко оформилось принципиально новое отношение к изучению докембрийских геологических образований — основанное на изучении литологии и осадочной (экзогенной) геологии метаморфических пород. Главное существо этого направления состоит в том, что комплексом литологических и геохимических методов изучаются метаморфизованные породы с целью вскрыть их первичную природу и перевести их в свои первично-осадочные аналоги, восстановить условия, в которых они формировались еще до начала метаморфизма. Сейчас можно считать достаточно обоснованным представление о широком развитии первично-осадочных пород, порожденных экзогенными процессами в докембрии, начиная с раннего архея.

Практически все типы осадочных пород, известные в фанерозое, зарегистрированы в виде метаморфических эквивалентов в докембрии.

В коротком докладе невозможно привести весь фактический материал в подтверждение этого тезиса. Заметим только, что на всех известных щитах, на всех стратиграфических уровнях и в архее, и в нижнем протерозое, не говоря уже о верхнем протерозое, бесспорно установлены все типы метаморфизованных кластогенных пород, дошедших до нас в виде метаконгломератов, кварцитов,

гнейсов кислого состава, параамфиболитов и парагранулитов. Широко представлены высокоглиноземистые кианитовые, силлиманитовые, андалузитовые сланцы, диаспориты, корундиты, наждаки, метаморфические аналоги каолиновых, монтмориллонитовых, бокситоносных глин и бокситов; выявлена целая группа карбонатных и глинисто-карбонатных пород, образованных в параамфиболитах, основные кристаллосланцы, кальцифиры, мраморы; среди докембрийских комплексов описаны апатитоносные породы — продукты метаморфизма фосфоритов, метаэвапориты, гондиты и другие хомогенные породы.

Большое принципиальное значение для понимания процессов экзогенеза имеет убедительное доказательство широкого развития в докембрии живого вещества, оставившего свои следы в виде углесто-графитистых сланцев, шунгитов, тухолита и т.п. Среди метаморфических пород, имеющих возраст свыше 3 млрд. лет, встречаются следы бесспорно доказанного литологическими, минералогическими, геохимическими и битуминологическими методами биогенного углерода. Фактический материал по этим вопросам опубликован нами ранее, а также изложен в соответствующих статьях этого сборника.

Важно не только факт широкого распространения различных типов метаморфизованных осадочных горных пород, но и то, что эти осадочные породы являются главной составляющей частью щитов. Они создают как бы структурную основу докембрия. Подсчеты распространенности метаморфических пород и перевод их в соответствующие осадочные эквиваленты показали, что в пределах щитов докембрий не менее чем на три четверти сложены первично-осадочными или, в меньшей степени, вулканогенно-осадочными породами, в той или иной мере подвергшимися метаморфизму или гранитизации. Эти реконструкции, конечно, носят несколько условный характер, так как нами при подсчетах рассматривались только те заведомо осадочные метаморфизованные породы, у которых сравнительно легко определялась их первично-осадочная природа. С учетом современных представлений о пара- и ортопородах, особенно таких, как парагранулиты, паракристаллы, параамфиболиты, эти соотношения еще больше будут в пользу стратифицированных осадочных пород.

Из распространенности осадочных пород в докембрии можно сделать один очень важный принципиальный вывод: земная кора докембрия, так же как и осадочный чехол фанерозоя, в основном сложена первично-осадочными породами. В зависимости от геоструктурного положения в эти первично-осадочные толщи внедрялись магма-

тические массы, которые могли быть продуктами выплавления при ультраметаморфизме и иметь глубинный подкорковый генезис. Количественные соотношения между осадочными и магматическими породами как в докембрии, так и в фанерозое в однотипных геоструктурных условиях платформ или подвижных зон были близки. Этот факт имеет большое значение для дальнейшего развития экзогенного направления в геологии докембрия. Он показывает, что и для архея, и для протерозоя характерна преимущественно такая же закономерность в соотношении между магматическими и осадочными образованиями и процессами, как и для фанерозоя, а именно: преобладание осадочных и явно подчиненный характер магматических пород, внедрявшихся в осадочную основу земной коры. Из всего изложенного можно сделать вывод, что природа силикатической земной коры, слагающей континенты нашей планеты, в основном осадочная.

Ранее нами в ряде работ было показано принципиальное сходство типов осадочных горных пород, отложенных в дометаморфические периоды архея и протерозоя, с основным набором осадочных горных пород в фанерозое. Также было установлено принципиальное сходство процессов гипергенеза в раннем докембрии и протерозое с процессами гипергенеза в постдокембрии. Это подтверждается не только набором типов пород, но и продуктами выветривания. На проведенном в 1975 г. в Москве специальном совещании были подведены итоги исследования кор выветривания докембрийского возраста. Совещание отметило широкое развитие континентальных перерывов и элювиальных кор выветривания и переотложенных продуктов выветривания того же состава, что и продукты выветривания более поздних эпох.

Все это еще раз подчеркивает выдвинутое нами положение о том, что существует единство геологических процессов развития земной коры от раннего архея до кайнозоя включительно и принципиальное сходство характера гипергенеза и осадконакопления как в докембрии, так и в фанерозое. При этом нужно сразу заметить, что речь идет не о тождестве процессов экзогенного геологического развития докембрия и фанерозоя, а об эволюционно усложняющемся развитии Земли по единым законам.

Таковы сложившиеся к настоящему времени основные представления о литологии и осадочной геологии докембрия. За каждым из высказанных тезисов стоят достаточно веские доказательства. Эти же положения развиты в последующих статьях моих товарищей по работе — В.А.Теняковой, О.И.Луновой, С.А.Сидоренко, Ю.А.Борщевского и др.

Изучение земной коры с позиций единства развития ее начиная с архея и до конца кайнозоя, с позиций принципиального, но эволюционно усложняющегося сходства геологических процессов за всю геологическую историю Земли открывает новые возможности для познания докембрия, его расчленения и корреляции. Оно дает возможность применять к докембрийским образованиям те же принципы актуализма, которые, как известно, были главными для понимания истории фанерозоя.

Докембрий должен расчленяться и коррелироваться по тем же принципам, что и фанерозой: по принципу последовательности отложения геологических тел (пласт, свита, формация), сформированных едиными геологическими процессами в определенных сочетаниях палеотектонических и палеоклиматических обстановок.

При современном состоянии литологических методов изучения осадочно-метаморфических толщ и разработанности принципов осадочной геологии докембрия, а также степени геологической изученности щитов возможно создание стратиграфии докембрия на тех же историко-геологических принципах, на которых была создана стратиграфия фанерозоя.

Особое значение для расчленения, корреляции и создания детальной стратиграфической шкалы докембрия приобретают литолого-стратиграфические методы. Последовательно изучая метаморфические толщи, снимая метаморфизм и переводя породы в свои первичные аналоги, можно получить детальные литологические и литолого-геохимические характеристики осадочно-метаморфических пород, а также определить палеогеографические условия формирования отдельных пластов, свит, формаций и на основании этого восстановить последовательность смен геологических условий, в ходе которых образовались отдельные стратиграфические единицы.

Этим путем создаются достаточно надежные местные стратиграфические схемы расчленения осадочно-метаморфических толщ. Можно привести немало таких детальных литолого-стратиграфических шкал местного значения. Они достаточно убедительны для отдельных участков щитов. Сложнее свести эти местные схемы в единую стратиграфическую шкалу щитов. Здесь особую роль для корреляции наряду с определениями абсолютного возраста метаморфических формаций и установлением единых тектоно-орогенических фаз приобретают также методы осадочной геологии, в первую очередь литологическое изучение пород и реставрация палеогеографических и палеофациальных условий, выявление таких типов пород, которые

имеют широкое развитие и характерные палеотектонические и палеогеографические условия образования. Установлено определенное значение для целей корреляции континентальных поверхностей выравнивания, метаморфизованных кор выветривания и синхронных им отложений продуктов выветривания в виде высокоглиноземистых сланцев, кварцитов, конгломератов и т.д. Например, высокоглиноземистые сланцы, как одни из наиболее проработанных продуктов выветривания алюмосиликатов в гумидном климате, дают ценный материал для региональных корреляций. У нас имеется целый ряд примеров, когда различные кианитовые, силлиманитовые, андалузитовые сланцы, корундиты и наждаки использовались для составления детальных карт, например, при разработке стратиграфии кианитовых сланцев Кольского полуострова (работа И.В.Белькова), высокоглиноземистых пород Алданского щита (работа Е.А.Кулиша) и в других районах докембрия СССР. То же самое следует сказать и о толщах кварцитов, свидетельствующих об определенных условиях выветривания и имеющих широкое региональное развитие.

Подобно тому как для фанерозоя отдельные уникальные типы осадочных пород могут иметь вспомогательное коррелятивное значение (глауконитовые песчаники, белый писчий мел, граптолитовые сланцы и др.), так и для докембрия могут быть выделены свои уникальные типы пород, имеющие определенное коррелятивное значение. Следует рассмотреть коррелятивные возможности железистых кварцитов, графитистых сланцев, аркозов, граувакк, стратифицированных базитовых и ультрабазитовых комплексов.

Богатый материал для стратиграфии и палеогеографических реконструкций дает изучение конгломератов докембрия. Петрографическое изучение состава галек конгломератов и сопоставление их с исходными породами, развитыми в областях сноса, дают ценный материал для расчленения метаморфических комплексов, определения возрастных взаимоотношений пород и создания местных схем корреляции докембрия. Подобные обстоятельные исследования были выполнены О.И.Луновой для Кольского полуострова и дали очень важные результаты. Для корреляции докембрийских толщ возможно использование минералогических, геохимических методов корреляции, применяемых для сопоставления "немых" толщ фанерозоя.

Литолого-стратиграфические методы дают в основном материал для стратиграфии и корреляции отдельных регионов. Сложнее решаются широкие глобальные сопоставления в пределах щитов и особенно глобальные сопоставления между щитами. В связи с тем что в докембрии, кроме позднего протерозоя, пока не установлены руко-

водящие формы органической жизни, коррелятивные функции сопоставления отдельных формаций, ярусов докембрия в широком плане могут обеспечиваться такими геологическими явлениями, которые имеют широкое распространение, охватывают большие пространства. Следует обратить внимание на палеоклиматы и на палеотектонические явления как на возможные коррелятивные признаки.

Палеоклиматы, распространяющиеся в пределах определенных широких природно-климатических зон и оставляющие бесспорный след на продуктах седиментогенеза, могут быть хорошим коррелятивным признаком для расчленения континентальных толщ докембрия. Поэтому изучение палеоклиматических режимов докембрия открывает новые возможности для корреляции осадочно-метаморфических комплексов докембрия. Следы засушливых условий, характерные для аридных климатов, продукты интенсивного выветривания, вплоть до образования бекситов, характерные для гумидных условий, ледниковые отложения, представленные различными тиллитовыми накоплениями, периоды бурного развития жизни, приводящие к формированию широких площадных накоплений углистых, так называемых черных сланцев, как правило, имеют широкое распространение и могут использоваться для корреляции отдельных метаморфизованных комплексов, для увязки между собой отдельных местных стратиграфических шкал. В связи с этим всестороннее развитие палеогеографических исследований докембрия является одной из настоятельных задач осадочной геологии докембрия.

Наряду с реконструкцией палеоклиматов прошлого большое значение для стратиграфии имеет реконструкция палеотектоники докембрия. Тектонические движения и созданные ими геоструктуры имеют широкое, если не глобальное развитие при установлении их одной возрастной и могут дать ценный материал для глобальной стратиграфии и корреляции.

Известно, какое большое значение для стратиграфии имеют угловые несогласия, перерывы в осадконакоплении, широкое проявление складчатости. Однако все эти признаки перестройки структур земной коры устанавливаются лишь на хорошей литологической основе.

В качестве примера приведем сочетание палеоклиматических и палеотектонических методов для глобальной корреляции. Нами совместно с В.М. Чайка было проведено сопоставление докембрийских поверхностей выравнивания континентальных перерывов и приуроченных к ним метаморфизованных кор выветривания, имеющих широкое распространение на различных шитах земного шара,

с датировками определений абсолютного возраста. Они показали четкую приуроченность кор выветривания и континентальных перерывов к определенным эпохам тектогенеза между определенными стратиграфическими уровнями.

В сборнике приведена статья О.И. Луневой, где ею на основании комплекса признаков детального изучения геологии, литологии и метаморфизма пород раннего докембрия четко выделяется 7 этапов осадконакопления, континентального корообразования, тектогенеза, магматизма и метаморфизма, которые могут служить корреляционными реперами не только для Балтийского щита, но и для более обширных территорий.

Таким образом, корреляция и расчленение метаморфизованных толщ, установление историко-геологических этапов в докембрии должны строиться на комплексе методов - литологических, палеогеографических, геохимических. Однако, так же как и для фанерозоя, ведущую роль для расчленения докембрия будет иметь выделение и обоснование в нем крупных периодов осадконакопления, прерываемых крупными этапами тектонических перестроек отдельных регионов и проявлениями тектоно-магматических фаз и фаз крупного регионального метаморфизма.

В связи с тем что в докембрии, кроме позднего протерозоя, пока не установлены руководящие формы органической жизни, коррелятивные функции сопоставления отдельных формаций, ярусов докембрия в глобальном плане могут обеспечиваться геохимическими методами определения абсолютного возраста отдельных формаций. Однако определение абсолютного возраста отдельных геологических формаций докембрия должно быть достаточно обосновано и увязано с комплексом всех геологических данных о геологическом соотношении пород и истории тех процессов и явлений, которые претерпел исследуемый объект.

Нам не кажется безнадежной для докембрия разработка и прямых биостратиграфических методов корреляции. Теперь, когда бесспорно установлено, что жизнь начала развиваться 3,0-3,5 млрд. лет назад, поиски среди углеродсодержащих толщ органических остатков могут дать интересные результаты. Электронно-микроскопическими исследованиями как у нас в СССР, так и за рубежом установлена целая серия проблематических организмов в углеродсодержащих толщах Балтийского щита, Алдана, Южной Африки. Разработка электронно-микроскопической и молекулярной палеонтологии докембрия, в том числе и раннего докембрия, - дело ближайшего будущего.

Необходимо отметить еще один важный аспект геологической корреляции докембрийских комплексов метаморфид. Применение аэрологических методов к определению пространственного, а следовательно, и возрастного взаимоотношения метаморфизованных комплексов докембрия показало большую перспективность аэрогеосъемки для составления местных стратиграфических шкал щитов, даже для участков, сложенных глубоко измененными породами — гранулитами, щелочными гранитами, эклогитами. Мы не сомневаемся, что применение аэрогеокосмических методов в сочетании с аэрометодами, создающими местные схемы стратиграфии, даст возможность коррелировать метаморфические комплексы и между щитами в глобальном плане. Над этим мы уже начинаем работать.

Уровень современного развития литологии, знания метаморфических толщ, наши знания об истории тектоники, метаморфизма и магматизма, а также наметившиеся новые пути изучения докембрия позволяют уверенно надеяться на создание более детальной стратиграфической шкалы докембрия, чем мы имеем теперь. Она по мере развития исследований докембрия будет совершенствоваться, приближаясь по детальности к современной периодизации фанерозоя. Это позволит создать единую историко-геологическую схему развития Земли на протяжении всех ее 3,5–4,0 млрд. лет. Эта задача может решаться только коллективными усилиями геологов всех континентов, на базе создания сперва детальных местных стратиграфических схем, а затем и их корреляции.

Чтобы вплотную подойти к созданию глобальной стратиграфической шкалы докембрия, нужно всемерное развитие осадочной геологии докембрия — нового важного научного направления, может быть еще недостаточно осознанного теми, кто занимается эндогенной геологией. Опираясь на изученные осадочные процессы, происходившие на протяжении фанерозоя, мы сможем более полно вскрыть этапы развития земной коры в докембрии, понять многие сложные вопросы ее формирования через седиментогенез.

Таким образом, целеустремленное изучение процессов экзогенеза дометаморфизованного докембрия Земли имеет принципиальное значение для дальнейшего развития геологической истории на всем протяжении от 3,5–4,0 млрд. лет. Это открывает новые пути к познанию коренных процессов развития Земли от ее древнейших этапов до фанерозоя, к более обоснованному выделению в докембрии естественнo-исторических периодов развития и корреляции геологических комплексов. Это также поможет создать единую линию эволюционного развития земной коры: архей — протерозой — фанерозой. Это,

наконец, дает основу для понимания диалектической взаимосвязи экзогенных и эндогенных процессов и соответственно основных источников осадочно-метаморфогенного и эндогенного породо- и рудобразования.

М.Б. К а т ц (Австралия)
МЕТАМОРФИЗОВАННЫЕ ОСАДОЧНЫЕ ПОРОДЫ СРЕДИ
АРХЕЙСКИХ ГРАНУЛИТОВ

M. B. K a t z (Australia)
METASEDIMENTS IN ARCHAIC GRANULITE FACIES BELTS
AND THEIR TECTONIC SETTING

В архейских гранулитах часто выделяются пояса, сложенные гиперстеневыми гнейсами или чарнокитами, слоистым основным комплексом, кварц-полевошпатовыми гнейсами и залегающими согласно субкристиальными метаморфизованными осадками, включающими кварциты, гранат-силлиманитовые гнейсы, мраморы и подчиненные кварцит-железорудные формации. Эти толщи и пояса часто ассоциируют или окружены высокообильными мигматитовыми гнейсами и гранитами.

Указанная специфическая ассоциация метаосадочных пород свидетельствует, что они могли быть образованы из первичного разреза песчано-сланцево-карбонатных мелководных пород, которые образовались за счет разрушения относительно стабильных платформенных областей. Эти гранулитовые пояса часто пересекают мигматитовые гнейсы, что позволяет отнести последние к фундаменту, а не к самым молодым образованиям, о чем иногда свидетельствуют геохронологические датировки.

Эта осадочная ассоциация кварцитов-мраморов свидетельствует, что в эпоху их накопления существовали стабильные платформенные массивы. Она формировалась в условиях мелководного шельфа или в пределах внутрикратонных впадин. Массив, источник обломочного материала, был сложен более древними мигматитовыми гнейсами, и это позволяет предполагать, что данные породы испытали кратонизацию еще в архее. Рассматриваются некоторые тектонические условия раннего образования кратонов.

ABSTRACT

Archaean granulite facies terrains often occur as recognizable belts consisting of hypersthene gneisses or charnockites, layered mafic complexes, quartzofeldspathic gneisses and abundant conformable

metasediments including quartzites, garnet - sillimanite gneisses, marbles and subsidiary quartzose iron formations. These belts are found associated with, and surrounded by migmatitic gneisses and granites.

The spatial association of the metasediments implies that they were formed from an original shallow water sandstone-shale-limestone sequence, which indicates derivation from an older relatively stable cratonic source. As the granulite belts often cut across the migmatitic gneisses, it has been assumed that the migmatitic gneisses represent the basement.

These metasediments indicate deposition in a shallow water intracratonic aulacogene. The cratonic source is thought to be the older migmatitic basement and suggests that the basement was already cratonized in the Archaean. The tectonic, metamorphic and igneous implications of this early cratonic event is discussed and illustrated by examples taken from Sri Lanka - South India.

INTRODUCTION

Metasediments are found in Archaean granulite facies terrains and belts. They consist of quartzites, garnetsillimanite gneisses and marbles with subsidiary iron formations of unequivocal sedimentary parentage, along with other quartzofeldspathic gneisses, amphibolites and hypersthene 'charnockitic' gneisses of dubious origins. The quartzitegarnet sillimanite gneiss-marble association has been recognized in many such areas (e.g. South India - Sri Lanka charnockitic terrain, the Limpopo belt of Southern Africa and the West African - Guyanan granulites).

The quartzite-garnet sillimanite gneiss-marble assemblage was derived from a sandstone-shale-limestone sequence, which implies shallow water sedimentation in a shelf or intracratonic basin or through. The original sediments indicate a relatively stable cratonic source, which in Archaean times may have been the earliest crust or protocrust. The presence of such metasediments in Archaean times may have been the earliest crust or protocrust. The presence of such metasediments in Archaean granulite facies belts establish important tectonic controls on the early evolution of these belts. A tectonic scheme is presented to account for these original sedimentary relationships in granulite facies belts, and helps to explain the associations of granulite belts with greenstones. These relationships are illustrated from examples taken from the South Indian - Sri Lanka area.

ARCHAEAN CRATONIC TECTONICS

Most workers in Archaean granulite facies terrains recognize a basement consisting of 'tonalitic quartzofeldspathic gneisses' (Windle, 1973). Such rocks are thought to be igneous derivatives, and may represent the early protocrust. This early crust became rigid enough to be deformed and fractured at an early stage in its history (3000 m.y.) (Sutton, 1973). The evolution of tectonic regimes during the Precambrian is thought to proceed in 3 stages from an initial permobile stage, through a transitional phase where a rigid lithosphere was developed and linear structural elements initiated, to the plate tectonic stage (Burke and Dewey, 1973₁). The first cratons were stabilized in the transitional phase and the oldest rocks now known from the Archaean basement (3000 m.y.), probably represent derivatives of this early cratonic period. This stage of Archaean tectonics was characterized by a relatively stable crust, with both cratonic and intracratonic environments of sedimentation (Salop and Scheinmann, 1969). According to Salop and Scheinmann (1969) and Burke and Dewey (1973₁) the intracratonic environments were important, represented by linear aulacogenes developed as a result of gradual limited crustal spreading along bounding, deep seated, fundamental fractures. A characteristic feature of these aulacogenes is a great thickness of shallow water sediments. These aulacogenes, developed in the early Archaean craton, are thought to have been the loci of processes that ultimately led to the high-grade granulite facies belts (Katz, 1975₁, 1975₂).

ARCHAEAN AULACOGENES

NATURE OF BOUNDING FRACTURES

There is much evidence that the early crust was rigid enough to be deformed, fractured and even dilated in the Archaean transitional stage. Emplacement of Archaean dolerite dyke swarms, as documented by McGregor (1973) at about 3000 m.y., indicate that deep, penetrative fundamental fractures were in existence at this time. Many Archaean granulite belts are bounded or associated with large scale lineaments, which seem to be of ancient derivation (McConnell, 1974; Katz, 1975a), and possibly represent early lineament systems (Badgley, 1965), or triple junctions (Burke and Dewey, 1973₂) developed by fundamental

fracturing of the early crust. These steep or vertical lithospheric fractures show evidence for dilation (and compression) in some cases and shear movement in others.

TENSIONAL TECTONIC STAGE

As the early crust stabilized to form relatively rigid cratons, mantle induced stresses, resulted in primary fracturing of the thin crust (Fig. 1A), Probing mantle plumes were localized along these fractures, led to mantle bulges into the fractured crust and attendant uplift and arching. Tensional forces expressed over these mantle protuberances resulted in a slow central subsidence along linear zones bounded by primary fractures (Fig. 1B). Aulacogenes developed and these troughs became filled with shallow water sediments derived from the surrounding relatively stable craton. The slow, gradual subsidence of this trough lead to stable shelf-type sediments characterized by sandstones-shales-limestones. As the mantle probed upward along the penetrative fractures, layered mafic intrusions, dolerite dykes, sills and basaltic flows were emplaced in the sedimentary pile. During this initial stage of tensional tectonics the early structures may be similar to those gravity-influenced structures modelled by Ramberg and Sjöström (1973). These experimental diapirs and nappe-like folds with quasi-horizontal structural elements are similar to the earliest structures recognizable in some of these granulite terrains (by Sutton, 1973). Further mantle swells and rising isotherms lead to further thinning of the crust below the aulacogene, but separation and rifting was impeded by interference from adjoining aulacogenes (Fig. 1B). This interference limited the role of tensional forces and further adjustments were taken up by lateral movements along the bounding fractures (Fig. 1C). This important change in the nature of the tectonics of the aulacogene lead to the transform tectonic stage (Swardt et al., 1965).

TRANSFORM TECTONIC STAGE

The boundary fractures of the aulacogene now responded to the stresses and strike slip movement became the essential mode of tectonic deformation (Fig. 1C). The change in tectonic style from tensional to shear, within the aulacogene initiates strong deformational forces which increased the mobility of the belt. The whole aulacogene became converted into a transform zone of ductile fault dislocation and shearing, which led to structural attenuation, high-grade metamor-

phism and increased igneous activity. The aulacogene has now become a mobile belt. The role of transform tectonics in the development of such belts has been discussed by Katz (1975b). The belt can be compared to the broad transform zone proposed for the San Andreas fault system in the Western U.S.A. (Atwater, 1970), where the structures, and the metamorphic and igneous activity can be shown to be related to transform movements (Elders et al., 1972). A similar model of transform tectonics has been proposed for the Broken Hill Area, N.S.W., Australia (Katz, 1975₃). At the stage of extreme attenuation when the structural elements of the mobile belt are rotated sub-parallel to the borders, and the strain is at a maximum, the compressional vectors are acting perpendicular to the trend of the belt (Fig. 1C). These compressional forces may also initiate steep to moderate dip reverse faults and thrusts along some fractures of appropriate attitude.

Movement and displacement along these bounding crustal transform zones caused rifting at high angles to the trend of these zones (Wilson, 1965) (Fig. 1C). These rifts, developed as a result of transform movement, are comparable to the transform-ridge relationships of present day plate tectonics. As the degree of movement increased in the transform zone there was a complimentary increase in the rate of rifting. The spreading is not restricted and the thin continental cratonic crust separated to form oceanic crust, the precursor of the greenstone belts (Katz, 1975₂). Thus the high-grade mobile belts and greenstone belts, controlled by transform movements, were being formed at the same time and at the same level in the crust. Movement along major en echelon zones of dislocation within this mobile belt also results in local rifting which acted as hot spots and loci for high temperature metamorphism (Katz, 1975₃) (Fig. aC).

ARCHAENA AULACOGENE TECTONICS OF SRI LANKA - SOUTH INDIA HIGHLAND SERIES OF SRI LANKA

The granulite facies belt of Sri Lanka, termed the Highland Series, is a NNE trending linear belt of high grade gneisses, including prominent formations of quartzite-garnet sillimanite gneiss-marble, that apparently cut through a migmatitic basement termed the Vijayan Series (Katz, 1971). The northern part of the belt is about 40 km wide with a prominent central section, about 20 km wide, consisting largely of a thick sequence of quartzite-marble, that can be followed for over 150 km (Vitanage, 1959) (Fig. 2).

The east boundary of the Highland Series belt is defined by the Mahaveli River lineament (MRL) (Vitanage, 1972). The western boundary is less well-defined but is probably expressed as a major NNE lineament following the Yan Ganga River (Yan Ganga lineament YGL). These two major lineaments are postulated to represent original boundary fractures to the Highland Series aulacogene, that formed at about 3000 m.y. The sediments of this aulacogene were derived from the surrounding migmatitic gneisses of the Vijayan Series (Fig. 2), which represent the remobilized ancient cratonic crustal material. The thick quartzite-marble association which makes up the axial zone of this belts probably represents a downfaulted central zone within the aulacogene, which is bounded on the east by the Minneriyashear zone (MSZ) (Vitanage, 1959) (Fig. 2). To the east of this Shear Zone (MSZ) there is a conspicuous thinning out of the quartzites and marbles until they virtually disappear east of the Mahaveli River lineament (MRL) (Cooray, 1967). The extent of the central zone to the west is not known for certain, however the distribution of quartzites-marbles (Cooray, 1967) indicates that it may extend to Habarana (Fig. 2). This central zone appears on ERTS - 1 photographs as a prominent zone of straightening (Watson, 1973) as the ridges of quartzite and valleys of marble give a pronounced striated pattern (Fig. 3). Scattered, thin quartzite and calcareous horizons found within the migmatitic craton to the west at Wilpattu (Katz, 1975₄) and elsewhere (Cooray, 1967) may represent relicts of a thinner cratonic cover.

The tectonics at the time of sedimentation were mainly tensional, but changed to transform tectonics probably during the granulite facies metamorphism (2000 m.y.) (Crawford and Oliver, 1969). Transform movement along bounding and internal lineaments caused high strain deformation within the aulacogenes resulting in attenuated folds parallel to the aulacogene borders. Activation of these lineaments facilitated mantle probes and led to rising isotherms, with high geothermal gradients at rather shallow levels in the crust. Metamorphism of the granulite facies ensued with further migmatitization of the relatively mobile quartzofeldspathic gneisses. The sandstone and limestones in the aulacogene were converted into quartzite and marble, and these metasediments were deformed and folded along with the other gneisses in the sequence. The migmatitic quartzofeldspathic gneisses may represent basement, and the charnockitic formations original interlayered volcanics.

The sense of movement on the transform cannot be ascertained for

certain as the high strain has rotated the structural elements parallel to the transform directions. 'S' shaped folds described by Vitanage (1959) imply a sinistral shear movement, however these particular folds seem to be developed on the west side of the Minneriya Shear Zone (MSZ) and may be due to drag by dextral movement along the shear zone (Fig. 2). All these structures could be attributed to a deformation event (F 1) at the time of granulite facies metamorphism (M 1). Earlier structures were present in the basement and conceivably, also could have formed during the tensional tectonic phase. These earlier structures in the tensional phase, may have formed as a result of gravity influences with diapirism and nappe-like folds with horizontal structural elements (Cooray, 1962). Later events documented in the Highland and Vijayan Series at about 1500 m.y. and 600 m.y. (Crawford and Oliver, 1969), may have been in response to reactivation of the transform lineaments, either as further strike slip or even as reverse and thrust movements. The moderate dips of the Minneriya Shear Zone (MSZ) indicate that another tectonic phase following the transform stage may have caused a later thrusting deformation possibly akin to that described by Escher and Watterson (1974).

AULACOGENES OF SRI LANKA - SOUTH INDIA

The Highland Series aulacogene is only one of a series of aulacogenes developed in the Sri Lanka - South Indian Archaean craton. The lineaments of South India (Grady, 1971) possibly represent bounding faults to these postulated aulacogenes separated by orogenic zones; the diagnostic criterion distinguishing aulacogenes from cratons is the presence or absence of extensive-thick quartzite-marble associations. The distribution of these metasediments in South India (Murthy, 1974) indicates that at least two parallel NE trending aulacogenes are developed; the Madurai aulacogene and the Salem aulacogene, as well as a prominent NNW Kerala aulacogene.

In addition to their control on the original deposition of the metasediments, these aulacogenes and bounding lineaments also appear to control the distribution of charnockitic massifs, as well as anorthosite and ultramafic emplacement, alkali and carbonatite plutonism and local high T cordierite granulite metamorphism (Grady, 1971). The charnockitic massifs are found along en echelon faults and at lineament intersections. Within the Salem aulacogene the en echelon system of dextral faults, the Kabbani (Kb) Pattar (Pt) Bhavani (Bh) and the Cheyyar (Ch) faults can be shown to be the major boundaries to the

Nilgiris and Shevaroy charnockite massifs (Fig. 4). Dextral movement along this en echelon system has resulted in tensional domains and thinning of the crust with accompanying thermal highs and hot spots, which led to charnockite metamorphism. The other charnockitic massifs are at lineament intersections where the NE trending aulacogenes meet the NNW Kerala aulacogene. The intersections are marked by the charnockitic massifs of the Anamalai, Cardamon and Palni Hills, which resemble a triple point intersection. The Highland charnockites of Sri Lanka are similarly situated (Fig. 4).

Bounding lineaments also control the emplacement of anorthositic and ultramafic intrusions, and alkali plutons and carbonatites (Grady, 1971). Areas between en echelon lineaments are also preferential sites of anorthosite emplacement and high temperature cordierite granulite metamorphism (e.g. Kadavur (Kd) and Kiranur (Kr)). High temperature metamorphism also accompanies the charnockites at Periyakulum (Pr) (Fig. 4).

During the transform tectonic stage, strong dextral movement along the northwest boundary of the aulacogene system in Mysore created high-angle tensional zones and rifts in the neighbouring Dharwarian craton. The rifting and spreading of the craton was not impeded by interference and continued to separate until the relatively thin sialic crust was opened to allow entry of mantle intrusions and oceanic crust. This oceanic crust is considered the precursor of the greenstone belts of the Dharwars (Katz, 1975₂). While the Dharwarian craton was undergoing rifting due to transform movement related to the South Indian aulacogenes, hot spots were being formed within the aulacogenes along en echelon faults. The thermal axis through the Nilgiris massif coincides with the NNW trending Closepet granite (CG) of the Dharwars and the Sankari granite dome (SD) of the aulacogene. Both thermal axes of the Nilgiris and the Shevaroyas on intersection with the Bhavani fault are the sites of later alkali plutonism and carbonatite emplacement.

ACKNOWLEDGEMENTS

The author would like to thank P.W.Vitanage of Sri Lanka, N.G.K.Murthy and V.Gopal of Madras and J.Swami Nath and C.S.Pichamuthu of Bangalore for their assistance in the field. H.G.Golding kindly read the manuscript.

REFERENCES

- A t w a t e r T., 1970. Implications of plate tectonics for the Cenozoic tectonic evolution of Western North America. - "Bull. Geol. Soc. America", 81, 3513-3516.
- B a d g l e y P.C., 1965. Structural and Tectonic Principles, New York, Harper & Row.
- B u r k e K., D e w e y J.F., 1973₁. An outline of Precambrian plate development. In: Implications of Continental Drift to the Earth Sciences, edit. Tarling D.H., Runcorn S.K.
- B u r k e K., D e w e y J.F., 1973₂. Plume generated triple junctions: key indicators in applying plate tectonics to old rocks. - "J. Geol.", 81, 406-433.
- C o o r a y P.G., 1962. Charnockites and their associated gneisses in the Pre-Cambrian of Ceylon. - "Quart. Jour. Geol. Soc. London", 118, 239-273.
- C o o r a y P.G., 1967. An introduction to the geology of Ceylon, National Mus. of Ceylon.
- C r a w f o r d A.R., O l i v e r R.L., 1969. The Precambrian geochronology of Ceylon. - "Spec. Publ. Geol. Soc. Australia", 2, 283-306.
- E l d e r s W.A., R e x R.W., M e i d a v T., R o b i n s o n P.T., B i e h l e r S., 1972. Crustal spreading in Southern California. - "Science", 178, 15-24.
- E s c h e r A., W a t t e r s o n J., 1974. Stretching fabrics, folds and crustal shortening. - "Tectonophys.", 22, 223-231.
- G r a d y J.C., 1971. Deep main faults in South India. - "Jour. Geol. Soc. India", 12, 56-62.
- K a t z M.B., 1971. The Precambrian metamorphic rocks of Ceylon. - "Geol. Rundsch.", 60, 1523-1549.
- K a t z M.B., 1975₁. Precambrian granulite facies belts, lineaments and plate tectonics. - "Proc. 1st Int. Conf. New Basement Tectonics", 1 (in press).
- K a t z M.B., 1975₂. Early Precambrian granulites-greenstones, Transform mobile belts and ridge-rifts on early crust? (Abstract). In: NATO Meeting "Early History of the Earth's Crust", Leicester.
- K a t z M.B., 1975₃. Broken Hill - A Precambrian hot spot? - "Precambrian Res." (in press).
- K a t z M.B., 1975₄. Reconnaissance geology and geomorphology of Wilpattu National Park. - "Ceylon Jour. Sci." (in press).
- M c C o n n e l l R.B., 1974. Evolution of taphrogenic lineaments in continental platforms. - "Geol. Rundsch.", 63, 389-430.

- M c G r e g o r V.R., 1973. The early Precambrian gneisses of the Godthaab district, West Greenland. - "Phil. Trans. R. Soc. Lond.", 273, 243-258.
- M u r t h y M.V.N., 1974. Crystalline limestones in Tamil Nadu. In: "Carbonate Rocks of Tamil Nadu", Geol. Assoc. Tamil Nadu, p. 34-42.
- R a m b e r g H., S j ö s t r ö m H., 1973. Experimental geodynamical models relating to continental drift and orogenesis. - "Tectonophys.", 19, 105-132.
- S a l o p L.I., S c h e i n m a n n Y.M., 1969. Tectonic history and structures of platforms and shields. - "Tectonophys.", 7, 565-597.
- S u t t o n J., 1973. Some changes in continental structure since early Precambrian time. In: Implication of Continental Drift to the Earth Sciences, edit. Tarling D.H. and Runcorn S.K.
- S w a r d t A.M.J. de, G a r r a r d P., S i m p s o n J.G., 1965. Major zones of transcurrent dislocation and superposition of orogenic belts in part of Central Africa. - "Bull. Geol. Soc. Am.", 76, 89-102.
- V i t a n a g e P.W., 1959. Geology of the country around Polonnaruwa. - "Ceylon Geol. Surv. Dept. Mem.", 1.
- V i t a n a g e P.W., 1972. Post Precambrian uplifts and regional neotectonic movements in Ceylon. In: Int. Geol. Congr., 24th Session, Montreal, Section 3, 642-654.
- W a t s o n J., 1973. Effects of reworking on high-grade gneiss complexes "Phil. Trans. R. Soc. London", 273, 443-455.
- W i l s o n J.T., 1965. A new class of faults and their bearing on continental drift. - "Nature", 207, 343-347.
- W i n d l e y B.F., 1973. Crustal development in the Precambrian. - "Phil. Trans. R. Soc. London", 273, 321-341.

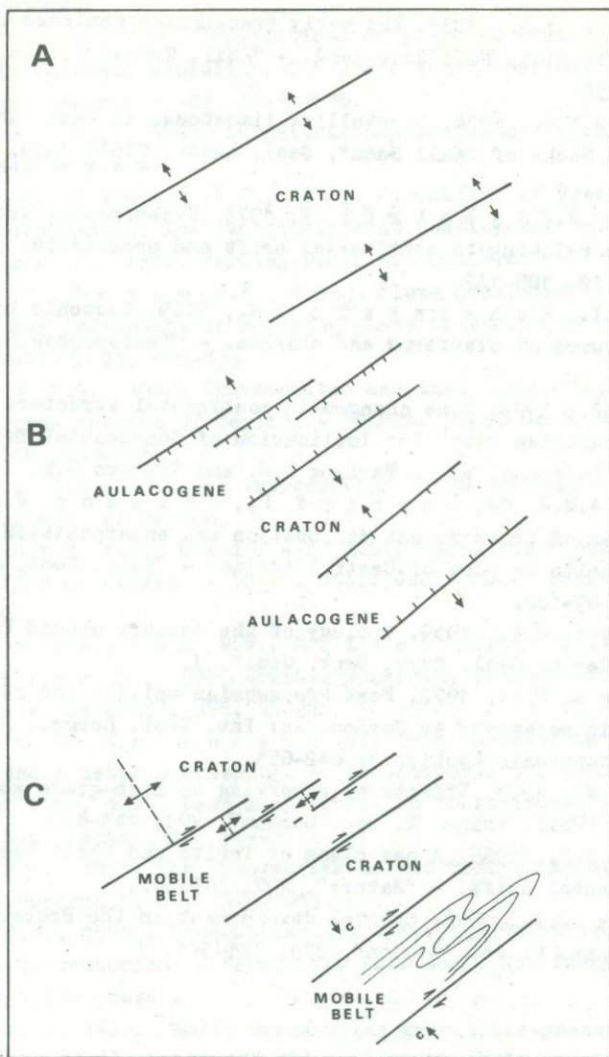


Fig. 1. Schematic evolution of Precambrian high-grade mobile belt from A) Fundamental fracturing to B) Tensional tectonic stage and the development of aulacogenes to finally C) Transform tectonic stage and the development of a mobile belt with external and internal secondary rifting. At a late stage of C) compressional forces (cc) may initiate reverse faulting and thrusting

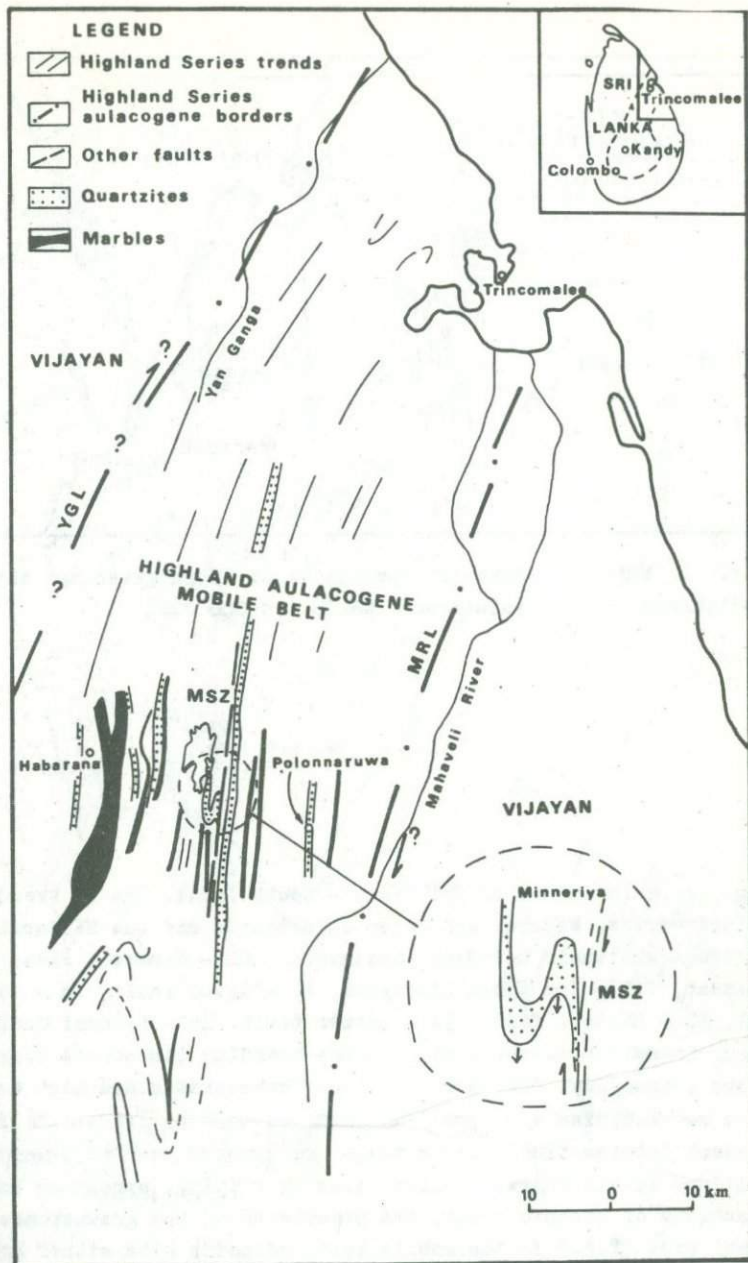


Fig. 2. Highland Series aulacogene-mobile belt of Sri Lanka showing bounding Mahaveli River (MRL) and Yan Ganga lineaments (YGL), quartzite-marble distributions and general internal structures. Fold near Minneriya is considered a drag structure against the dextral Minneriya Shear Zone (MSZ). (After Cooray, 1967 and Vitanage, 1972)

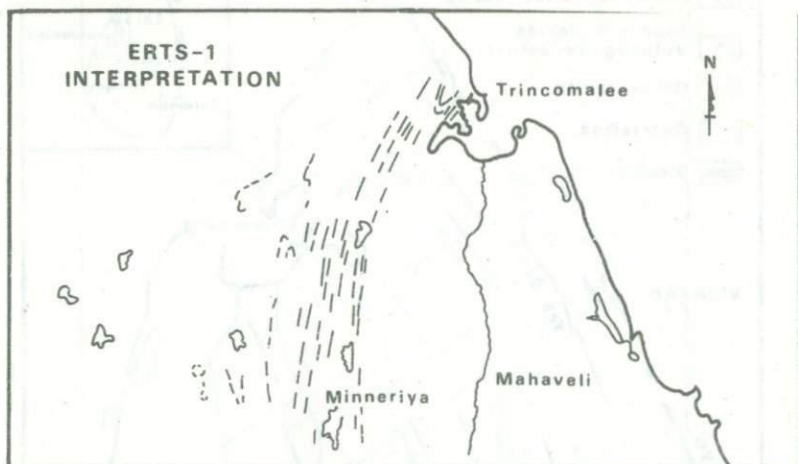
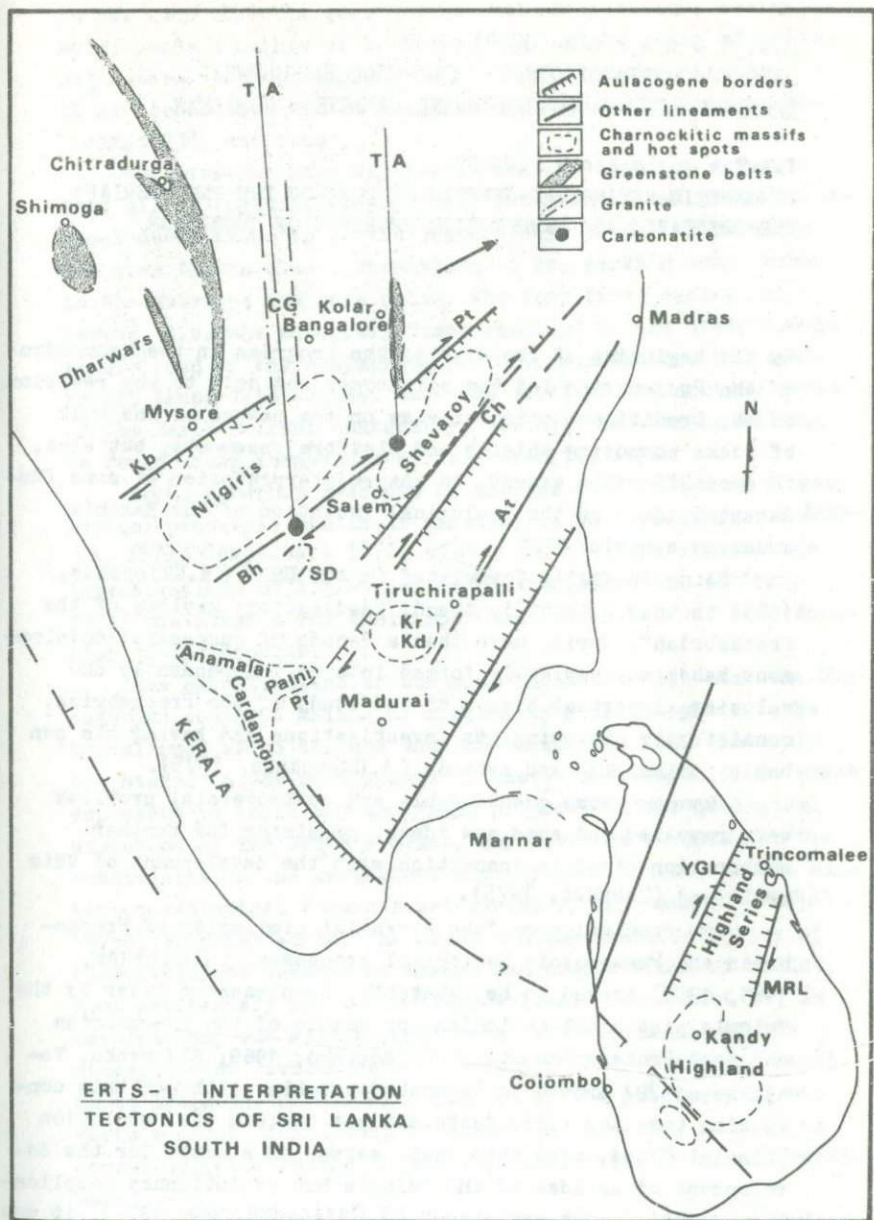


Fig. 3. ERTS - 1 photo interpretation of 'straightening' zone in the Highland Series aulacogene. Scale 1:1 000 000.

Fig. 4. Aulacogenes of Sri Lanka - South India. The NE trending Highland Series, Madurai and Salem aulacogenes and the NW Kerala aulacogene and their bounding lineaments (MRL - Mahaveli River Lineament, YGL - Yan Ganga Lineament, At - Attur Fault, Ch - Cheyyar fault, Bh - Bhavani fault, Pt - Pattar fault, Kb - Kabbani fault). Dextral transform movement along these bounding lineaments converted the aulacogenes into mobile belts. Charnockitic and high temperature metamorphism was localized along an echelon lineaments and lineament intersections. Major transform movement caused tensional conditions in the Dharwar craton, causing rifting, spreading and emplacement of oceanic crust, the precursors of the greenstones. Thermal axes (T.A.) in the mobile belts coincide with either greenstone belts (at Kolar) or granites (Closepet granite - CG) in the Dharwar craton and granites within the mobile belt (Sankari dome - SD). Intersections of these thermal axes with major faults are areas of carbonatites (Tectonic compilation based on ERTS - 1 interpretation). Scale 1:4 000 000



В.А. Т е н я к о в (СССР)
ЭКЗОГЕННО-МЕТАМОРФОГЕННАЯ ГЕОЛОГИЯ ДОКЕМБРИЯ:
ДИСКУССИОННЫЕ И ПЕРСПЕКТИВНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ПОЗНАНИЯ

V.A. T e n y a k o v (USSR)
EXOGENETIC METAMORPHO-GENETIC GEOLOGY OF THE PRECAMBRIAN:
THE DEBATABLE AND PERSPECTIVE PROBLEMS OF COGNITION

By the beginning of the sixties the progress in the knowledge of the Precambrian led the scientists not only to the revision of the traditional point of view on the nature of the bulk of rocks composing shields and platform basements, but also, to a considerable extent, to the reinterpretation of some fundamental ideas of the geological evolution of the Earth's crust as a whole.

Being initially formulated in the USSR (А.Сидоренко, 1963) the new scientific trend, "sedimentary geology of the Precambrian", during more than a decade of successful development has been completely formed into an independently developing, important branch of the study of the Precambrian, consistently promoting its investigations and having his own basis, principles and methods (А.Сидоренко, 1975).

However some questionable and controversial problems were revealed and some new ideas, promising for further elaboration rised in connection with the development of this new trend (Теняков, 1975).

The conclusion on "the essential similarity of Precambrian and Phanerozoic geological processes" (Сидоренко, 1963, 1969) proved to be debatable. Supplemented later by the "single historical-geological principle of the Precambrian and post-Precambrian study" (Sidorenko, 1969; Sidorenko, Tenyakov, 1972) proved to be most debatable. Although this conclusion based on solid facts did not exclude the "evolution principle" and, more than that, served as a basis for the development of an idea of the "single but evolutionary complicating Earth's crust evolution" (А.Сидоренко, 1969, 1975), it was incorrectly understood by some scientists a being a denial of this principle.

We have made (Теняков, 1975) and do again the emphasis

on the fact that the qualitative evaluation of this evolution still meets a number of problems, e.g. establishing of original nature of many deeply metamorphosed rocks and strata, their correlation on the absolute age basis (Тугаринов, Наямов, 1973), and other.

Moreover, we have repeatedly mentioned and do it again that all geological, geophysical, geochemical and geochronological data, known up to the present day; do not allow us to see even in the oldest formations of the Earth's crust known in the outcrops and bore holes, the very first geological strata, i.e. the necessary "zero reading" of the evolution in general and of the sedimentogenesis in particular. But indirectly these data suggest that the earliest sedimentary rocks of the Earth's crust (naturally, strongly metamorphosed) may be found among formations of its "basaltic layer".

Among numerous attempts to analyse the evolution of geological processes and their products in the Precambrian (Лазько, 1971; Семеновко, 1972; Салоп, 1973, and others) the investigations of A.B. Ronov and his collaborators (Ронов, 1972) are notable for their approach and methods of consideration of the problem.

The establishment of the most important fact that the Precambrian consists mainly of originally sedimentogenic rocks has allowed us to advance and substitute the idea that only the stages in the development of masses and compositions which represent in their way the "main product" of the geological evolution of the Earth's crust, may serve as a basis for the subdivision of the geological history into stages, levels historico-geological segments and cycles of any rank (Теляков, 1975). In other words, the trend and the characteristics of time-dependent changes of masses and compositions of bedded, i.e. sedimentary and sedimentary-volcanic rocks must be, in our opinion, the main content both of the term and of the conception of "evolution". Only such an analysis would enable us to learn the nature of evolution of the processes of the Earth's crust formation, to understand are they radical or nonradical, reversible or nonreversible, cyclic or unidirectional.

It should be particularly stressed, that (the subdivision of the Earth's geological history must be realized on the basis of the single principle of examination both inert and living (or, subsequently, organic) matter, considering that the life

itself must be also assumed to be the geological product of the chemical (geochemical) evolution of the Earth's substance (Калвин, 1972; Руттен, 1973; Св.Сидоренко, 1974; Sv.Sidorenko, 1975).

The consideration and analysis of the metamorphism of huge masses of originally sedimentary Precambrian beds and the registration of torn away masses of H_2O , CO_2 (Сидоренко и др., 1973), hydrocarbons (A.Sidorenko, Sv.Sidorenko, 1973), other gases (H, N etc.) and many metallic and nonmetallic elements enabled us to postulate the new scientific concept (Теняков, 1975) of "liquid-gase-ore breathing" of Precambrian sedimentary rocks undergoing metamorphism and of the effect of this process not only on the Precambrian metallogeny, but also on the composition and evolution of the Earth's atmosphere and hydrosphere.

ВВЕДЕНИЕ

Если попытаться окинуть единым взглядом развитие наших представлений о природе образований, как говорили раньше "лежащих стратиграфически ниже кембрия", то станет ясно, что наиболее постоянной, наиболее важной и наиболее принципиальной тенденцией на этом пути была тенденция обнаружения первично-экзотенных образований и проявлений жизни во все более и более глубоких и древних слоях геологической истории Земли. Судя по последним данным по западной Гренландии (район Исуса), древнейший седиментогенез уже имел место по меньшей мере 4000 млн. лет назад, а нижний "рубеж жизни", по находкам микроорганизмов в метасадках группы Онвервахт системы Свазиленд в Южной Африке, опустился до абсолютного возраста 3355 млн. лет, а возможно и 4000 млн. лет, если иметь в виду оценку возраста этих образований, данную в самое последнее время.

Однако следует заметить, что особое значение все более увеличивающегося с течением времени количества фактов из этой области для переосмысливания происхождения горных масс докембрия и, следовательно, его геологической истории было должным образом понято и оценено далеко не сразу и далеко не всеми. Более того, и в настоящее время инерция традиционного взгляда на докембрий все еще сказывается во многих исследованиях. И вот первые две части трудов данного симпозиума посвящены обсуждению именно этих проблем. Нам представляется, что это не только символизирует существ-

венный прогресс в познании докембрия, но и, безусловно, знаменует собой начало нового этапа в развитии наших знаний о ведущих процессах формирования земной коры и о существенно новом понимании истории геологического развития нашей планеты.

Перелом в трансформации привычных взглядов на докембрий наметился к концу 50-х годов, а в начале 60-х годов успехи в его познании подвели исследовательскую мысль вплотную к созданию новой концепции.

Будучи впервые сформулированным в СССР (А.Сидоренко, 1963), новое научное направление — осадочная геология докембрия — за прошедший более чем десятилетний период успешного развития полностью оформилось в самостоятельно развивающуюся крупную область изучения докембрия, имеющую свои основы, принципы, методы и последовательно развивающую свои исследования (А.Сидоренко, 1975).

Однако в связи с развитием нового научного направления — осадочной геологии докембрия — выявился и ряд спорных и дискуссионных проблем и вопросов в рассматриваемой области знаний, а также возник ряд новых идей, перспективных для дальнейших разработок (Теняков, 1975).

В настоящем докладе мы предполагаем остановиться на некоторых, основных с нашей точки зрения, дискуссионных проблемах и вопросах экзотенно-метаморфогенной геологии докембрия (кстати, мы считаем, что именно так правильно называть это направление), с тем чтобы попытаться не только осветить эти условные для дальнейшего развития моменты, но, возможно, лучше увидеть и общее сегодняшнее состояние всей анализируемой проблемы в целом.

1. О "ПРИНЦИПИАЛЬНОМ СХОДСТВЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ДОКЕМБРИИ И ФАНЕРОЗОЕ" И ИХ "ЭВОЛЮЦИИ ВО ВРЕМЕНИ"

Как теперь хорошо известно, одним из важнейших достижений в познании докембрия явилось доказательство того, что в пределах большей части щитов первично-седиментогенные метаморфические породы занимают ведущее место. Дальнейшее изучение типов и характера первично-осадочных пород и протерозоя, и архея показало, что, за отдельными исключениями, все главные и многие второстепенные типы осадочных пород прослеживаются практически в пределах всей обозримой сегодня части геологической истории Земли.

К этому же времени благодаря исследованиям многих зарубежных и советских геологов, микропалеонтологов и биохимиков стало очевидно, что и биологические процессы в докембрии, в том числе и в самом глубоком, были достаточно развиты, а закономерности распространенности и распределения в древнейших осадках углистого или графитового вещества фактически ничем не отличаются от закономерностей нахождения органического вещества в осадках фанерозоя.

Все это в конечном счете и привело к широкоизвестному выводу о "принципиальном сходстве экзогенных процессов в докембрии и фанерозое" и к "единому историко-геологическому принципу изучения докембрия и фанерозоя".

И хотя все эти выводы базировались на твердой фактической основе и никак не исключали "эволюционного принципа" (что несколько позже позволило А.В.Сидоренко и его школе прийти к представлению "о едином, но эволюционно усложняющемся развитии земной коры"), тем не менее эти достижения стали неправомерно пониматься отдельными исследователями как угроза самому принципу "эволюционности".

Не останавливаясь здесь еще раз на фактическом обосновании принципиального сходства геологических процессов в докембрии и фанерозое, на характеристике "единого историко-геологического принципа изучения докембрия", поскольку это достаточно полно сделано в специальных работах (А.Сидоренко, 1969; Sidorenko, Tenjakov, 1973) и в статье А.В.Сидоренко в настоящем сборнике, обратимся к причинам кажущегося отсутствия в наших основных выводах принципа "эволюционности", т.е. принципа изменения и развития геологических процессов и их продуктов во времени.

В докладе на I Международном геохимическом конгрессе в Москве (Сидоренко, Теняков и др., 1973) мы подытожили, что "...развитие земной коры на протяжении всей обозримой сегодня геологической истории было в принципе единым, но эволюционным и необратимо усложняющимся", что "...весь комплекс геологических и геохимических данных указывает на существование принципиально сходных геологических факторов гипергенеза на всем протяжении обозримой сегодня геологической истории Земли. Главнейшими из этих факторов являются вода, живое вещество и продукты его жизнедеятельности, отмирания и преобразования, газовый состав, и прежде всего свободный кислород атмосферы, и химизм поверхностных вод". И далее, что

"...этот вывод ни в коем случае не должен быть понят как утверждение об отсутствии эволюции геологических и геохимических процессов гипергенеза в истории Земли. Естественно, что они закономерны и менялись, и менялись их роль и пропорции, равно как изменялись и другие геологические параметры, но в основных, определяющих чертах они были сходными на всем известном нам сейчас отрезке геологической истории Земли".

Из приведенных выдержек должно быть очевидно, что никакого "забвения" "принципа развития" в наших исследованиях нет. Причина этой иллюзии отсутствия "принципа эволюционности" заключается совершенно в другом: мы действительно не приводим в наших работах каких-либо количественных данных об этой эволюции, поскольку не видим, к сожалению, в настоящее время для этого твердых фактических данных.

Построение любых эволюционных схем, особенно в количественном изображении, предполагает полную генетическую определенность рассматриваемых объектов, т.е., в нашем случае, глубоко метаморфизованных пород, толщ, формаций. Мы же пока в большинстве случаев только стоим перед разработкой или, в лучшем случае, перед эффективным массовым применением уже разработанных методов вскрытия их первичной природы. И в какой класс пород - изверженный, эффузивный или осадочный - поладут во многом еще мало изученные толщи гнейсов, амфиболитов, кварцитов, основных кристаллических сланцев, мы пока не знаем (А.Сидоренко, Теняков и др., 1968, 1972; А.Сидоренко, Розен и др., 1973). Это, очевидно, может самым существенным образом изменить и наши представления о природе рассматриваемых пород, толщ, формаций и об эволюции во времени петрографического и химического состава обнажавшихся частей древних континентов - как источников вещества пород этих осадочных комплексов, не говоря уже о химических изменениях во времени составов самих осадков.

Таким образом, нужна еще очень большая работа, прежде чем в наших руках окажутся все необходимые и генетически правильно понятые исходные данные для понимания эволюции гипергенных процессов и их продуктов на ранних этапах геологического развития земной коры. Пока же, в том числе и на нашем совещании, мы только стоим перед сложными вопросами снятия "наслоений времени", с тем чтобы прочесть истинную генетическую природу многих древних толщ и в будущем, введя в эти исследования "число и меру", построить на этой основе настоящую количественную эволюционную картину.

С другой стороны, и геохронология не дает твердой основы для необходимой при этом возрастной корреляции. Во-первых, даже согласованные возрастные даты по "рвущим гранитам" дают только возраст "прорывания". Во-вторых, даты по метаморфическим породам дают в лучшем случае так называемый "возраст последнего метаморфизма", а эта цифра не способна ни при каком ее рассмотрении оценить, например, возраст седиментации первичного осадка. Таким образом, даже хорошо коррелируемые по времени последнего метаморфизма толщи на самом деле могли быть сформированы как осадки или осадочные породы с интервалом в сотни миллионов лет и даже в I млрд. лет. Не спасают ситуации и так называемые "омоложенные" и "реликтовые" цифры возраста, так как они, по самой сути интерпретации этих эффектов, допускают достаточный для путаницы произвол. Это уже не говоря о возможном изменении во времени скорости радиоактивного распада радиоэлементов (как это предполагает Э.К.Герлинг) и о том, что "убыстрение" во времени седиментации может быть просто иллюзорным эффектом.

И еще об одном необходимом "элементе" эволюционных схем и построений.

Мы в своих работах неоднократно подчеркивали, что все известные к настоящему времени геологические, геохимические, геофизические и геохронологические данные не позволяют видеть даже в наидревнейших образованиях земной коры, наблюдаемых в обнажениях или в буровых скважинах, самых первых ее геологических слоев, т.е. так называемую "точку отсчета" эволюции, в частности, седиментогенеза в истории Земли.

Многие исследователи, исходя из представлений А.П.Виноградова о разделительных процессах в верхней мантии, приведших к появлению первичных базальтовых покровов, почему-то хотят видеть в породах "зеленокаменных ядер континентов" те первые геологические образования, с которых следует начинать эволюционные построения. Но ведь уже сравнительно давно стало известно, что стратиграфически ниже этих основных метавулканитов "кватинского типа" залегают стратифицированные гнейсы, гранито-гнейсы, граниты и чарнокиты неясного пока генезиса.

Ничто не мешает предположить, что отдельные ныне метаморфические породы этих толщ были первично "чисто" осадочными или вулканогенно-осадочными образованиями. Но даже если это не принимать во внимание, то нужно просто иметь в виду, что основные

метавулканиты далеко не единственные породы на этом стратиграфическом и возрастном уровне.

Среди отложений алданского комплекса одноименного щита, Анабарского щита, гранулитовой серии Кольского полуострова, глубоко метаморфизованных комплексов западной Гренландии, кондалитовой серии Индии, образований системы Кейс в Южной Африке и в андройской системе острова Мадагаскар, в комплексе Иматака Гвианского щита и в ряде других мест с верхним возрастным пределом 2,6 млрд. лет распространены самые разнообразные породы — от кислых гранулитов и гиперстеновых и двупироксеновых сланцев основного состава с присутствующими в них окатанными зернами цирконов и ассоциацией тонкорассеянного биогенного графита с сульфидами железа до разнообразных мраморов, как кальцитового, так и доломитового состава, и кварцитов с вкрапленностью в них магнетита и ассоциирующих с ними марганецсодержащих пород, близких к гондитам.

Переходя к тем отложениям раннего докембрия, в которых метаморфизм проявлен относительно слабо или не проявлен совсем, необходимо подчеркнуть, что признаки первичной природы таких горных пород вообще наблюдаются в большинстве случаев совершенно отчетливо, а нередко удается установить и совсем тонкие особенности их седиментации. Характерными примерами уверенно датированных отложений этого типа являются серии Киватин и Тимискаминг и их стратиграфические аналоги Канадского щита, себаквайская, булавайская и шамвайская системы Африки, серии Калгурли и Уаррвуна Австралии и др.

Для этого комплекса отложений типичны конгломераты, грауваки, аркозы, аргиллиты, глинистые сланцы, филлиты, кварциты, как обломочные, так и хемогенные, железистые кварциты и джеспилиты, известняки, доломиты, сидериты, а также лавы и туфы липаритового, дацитового, трахитового и базальтового состава.

Устанавливаются признаки условий седиментации многих из них, например косая слоистость. В конгломератах галька и валуны (последние иногда превышают 1 м в поперечнике) сложены разнообразными породами, в том числе железистыми кварцитами, известняками, кислыми лавами, гранитами и другими интрузивными породами.

Выделяются континентальные отложения, отложения мелководных прибрежных бассейнов.

Интересно отметить присутствие конгломератов с галькой известняков (формация Тимискаминг), а также конгломератов с кар-

богатым цементом и доломитовых кварцитов. Последние, вероятно, свидетельствуют о высокой степени выветривания пород на суше в условиях аридного климата.

Естественно, особый интерес представляют те древнейшие на Земле комплексы, распространенные в Африке, возраст которых достоверно определяется как превышающий 3,2 млрд. лет. Это серия Камбуи и нижележащая серия Касила, серия Гангу и подстилающий "комплекс основания", система Додома и система Няз с подстилающей последнюю "системой основания", система Свазиленд, включающая свиты Модис, Фит-Три, Онвервахт. Среди них наблюдаются как глубоко метаморфизованные породы (до гранулитовой фации), так и неметаморфизованные разновидности. Здесь широко и разнообразно представлены конгломераты. Известны базальные конгломераты, разделяющие серии и отмечающие несогласие. В составе гальки присутствуют кварциты, граниты, полосчатые железные руды. Некоторые разновидности конгломератов содержат золото. Глинистые породы присутствуют как в виде глинистых сланцев, так и в виде филлитов серицитовых сланцев, иногда с хлоритоидом, кианитовых сланцев. Псаммитовые отложения представлены гравелитами, слабо метаморфизованными песчаниками и "песчаными сланцами". По составу это как полимиктовые, так и существенно кварцевые песчаники, переходящие нередко в кварциты.

Исходная природа седиментогенных кварцитов, переслаивающихся с осадочными и первично-осадочными породами, не всегда ясна. Разновидности, содержащие золото, вероятно, были обломочными, а амфиболовые и пироксеновые кварциты можно рассматривать либо как кварцевые песчаники с карбонатным цементом, либо как хомогенные карбонатно-кремнистые осадки. Достоверно устанавливается присутствие хомогенных кварцитов (полосчатые кремни). Широко распространены железистые кварциты, среди которых известны как магнетитовые, так и гематитовые разновидности.

Карбонатные отложения представлены главным образом кристаллическими известняками. Выявлено присутствие осадочных баритов в отложениях системы Свазиленд, которые подвергаются в настоящее время исследованию.

Вполне определенно устанавливаются и следы жизнедеятельности организмов - водорослей и бактерий, а также различные углеводороды, не говоря уже о биогенных, по изотопным данным, графитистых выделениях, часто обильно насыщающих различные по характеру первично-осадочные породы. Эффузивные породы представлены как основными, так и кислыми лавами, причем для первых нередко

типична "шаровая" или "подушечная" текстура, свидетельствующая, по мнению исследователей, о подводном вулканизме.

Заключая это краткое описание, следует особо подчеркнуть, что, по нашему мнению, уже приведенное выше весьма фрагментарное описание характерных ассоциаций горных пород в стратифицированных комплексах самого раннего докембрия само по себе дает достаточно отчетливую картину условий раннедокембрийской седиментации и показывает, что не существует в этом отношении каких-либо принципиальных отличий раннего докембрия от более поздних геологических эпох.

Все вышеуказанное ни в коем случае не должно быть понято таким образом, что в настоящее время, во-первых, нет вообще никаких основ для рассмотрения эволюции во времени геологических процессов и их производных — различных типов горных пород и, во-вторых, что попытки такого анализа неправомерны. Любые серьезные попытки выявления эволюции геологических и геохимических процессов и продуктов этих процессов в докембрии и от докембрия к фанерозою интересны и заслуживают самого пристального внимания. К немногочисленному ряду таких работ относятся исследования последних лет А.Б.Ронов, работы А.И.Тугаринова и Г.В.Войткевича (1970), Е.М.Лазько (1971), Н.П.Семененко (1972), Л.И.Салопы (1973) и ряд других, в которых, хотя с несколько различных позиций и исходя из разных методологических основ, рассматриваются вопросы геологической и возрастной периодизации докембрийского этапа развития земной коры и намечаются некоторые тенденции эволюции породо- и рудообразовательных процессов и их продуктов за докембрийское время. Максимально близко в методическом отношении к такому анализу истории геологического развития и эволюции наружной оболочки Земли в настоящее время стоят в своих исследованиях А.Б.Ронов и его сотрудники (Ронов, 1972). Но в их исследованиях докембрий пока еще предстает, с нашей точки зрения, генетически далеко "не вскрытым"; это ведет к тому, что в докембрийской части приводимых ими "эволюционных схем" и "кривых составов" они не представляются достаточно обоснованными. И тем не менее только применение разработанной А.Б.Роновым и его сотрудниками методики изучения эволюции объемов и составов седиментогенных пород позволит, при учете соответствующих генетических реконструкций глубоко метаморфизованных пород, толщ и формаций докембрия, приблизиться к действительной картине эволюции седиментогенеза за отрезок геологической истории более 3,5 млрд. лет.

Совершенно особняком в представлениях о характере палеогеографических условий и процессов формирования архейских первично-седиментогенных толщ стоит мнение В.П.Кирилюка (1971). Он делает попытку обосновать их пустынную, сухую седиментацию при условии полного отсутствия гидросферы и при температуре свыше $+100^{\circ}\text{C}$. Не задаваясь целью критически рассматривать эту работу, отметим тем не менее, что все основные ее положения находятся в противоречии с известным фактическим материалом и носят явно умозрительный характер. Это видно хотя бы из сделанного выше краткого обзора основных парагенезисов пород наиболее древних комплексов земной коры. В наибольшем противоречии точка зрения В.П.Кирилюка находится с хорошо известным в настоящее время фактом широкого развития даже в раннем докембрии проявлений жизни, живого вещества, что выражается в обильном насыщении отдельных толщ, сложенных самыми различными первично-осадочными породами, биогенным графитом, углеродистым или "углистым" веществом и нередко сохраняющимися в них твердыми, жидкими и газообразными углеводородами, часто нефтяного ряда (Сидоренко, Сидоренко, 1970, 1971, 1973). Уже одно это показывает, что ни о каком отсутствии "водной фазы", воды, водных бассейнов и о температуре $+100^{\circ}\text{C}$ на поверхности "архейской Земли" не может быть и речи. Косвенно о недостаточном развитии жизни в архее свидетельствует и надежное установление Ф.В.Чухровым с соавторами (1969) в образованиях этого возраста фракционирования изотопов серы ^{32}S и ^{34}S , что, как известно, реализуется только при участии живого вещества, в частности при бактериальном сульфатредуцировании.

Таким образом, с нашей точки зрения, сложившаяся ситуация во многом обязана, во-первых, неоднозначному пониманию термина "эволюция", во-вторых, нечеткому или даже неправильному, по нашему мнению, пониманию главного, ведущего процесса формирования земной коры и главного, если так можно выразиться, "геологического продукта" геологической истории Земли (во всяком случае ее верхней части) и, в-третьих, акцентированию внимания при выявлении возможных "изменений" во времени на так называемых "специфических" типах пород или формаций.

Отмеченное выше главнейшее достижение осадочной геологии докембрия, т.е. выявление основной роли (места) осадочных пород в сложении докембрийских толщ, показывает, что ведущим процессом, формирующим земную кору, во всяком случае в ее известной исследователям части, является и являлся экзогенный процесс, а, если так можно выразиться, главным продуктом геологического

развития Земли являются и являлись слоистые, осадочные и осадочно-вулканогенные породы. В этой связи мы твердо уверены, что только закономерности изменения во времени масс и составов этого главного продукта и могут быть основным, главным "объектом" эволюционного анализа. Сразу оговоримся, что, естественно, можно и нужно выявлять и анализировать закономерности изменения во времени и других геологических объектов и явлений, например одного из важнейших — тектонического режима, но, повторим, главным при таком анализе может и должно быть рассмотрение того, что является основным, ведущим. Этот момент я подчеркиваю особо, так как он чрезвычайно важен для дальнейшего правильного анализа проблемы.

Далее. К настоящему времени можно твердо констатировать, что каких-либо экзотических пород, свидетельствующих о каких-то принципиально отличных условиях экзогенеза в докембрии, мы не знаем. Все же главные и многие второстепенные типы осадочных пород, как уже отмечалось выше, отлагались в течение всей доступной сегодня изучению части геологической истории. Даже только два последних факта позволяют с достаточной корректностью говорить о принципиальном сходстве основных факторов экзогенеза на всем известном сегодня отрезке геологической истории.

Говоря о значении для обсуждаемых вопросов так называемых "специфических образований и формаций" — я прежде всего имею в виду формацию железистых кварцитов, — следует прежде всего заметить, что их нередко подчеркиваемые очень узкая возрастная приуроченность и монотипность весьма сильно преувеличены. Кроме того, в геологической истории даже фанерозоя тоже известен целый ряд формаций, например граптолитовых сланцев, глауконитовых песчаников, формаций писчего мела и других, которые, естественно, имеют определенные причины своего возникновения, фиксируют определенные эволюционные черты седиментации, однако никак не затрагивают основных факторов седиментогенеза на этом этапе геологической истории.

Касаясь же более подробно формации железистых кварцитов докембрия, надо иметь в виду, что, как показал недавно проведенный Л.Н.Фермозовой формационный анализ этой формации, она оказалась отнюдь не моноформационной и распадается на целый ряд почти самостоятельных формаций: вулканогенно-кремнистую, порфир-лептитовую и лептитовую, известково-кнемнистую, кремнисто-сланцевую, доломито-кремнистую и другие.

Каждая из формаций формируется в определенных условиях, а во времени — в течение всего докембрия, каждая из них характеризуется своими закономерностями проявления и т. д. Так, об-разно говоря, упал "Колосс" весьма часто понимаемой единой фор-мации железистых кварцитов, приуроченной, как полагали, к "совер-шенно определенному этапу в геологическом развитии Земли".

Более того, Л. Н. Формозова справедливо указывает и на аналоги этой формации, проявлявшиеся достаточно часто и в палеозое.

В заключение данного раздела подчеркнем еще раз, что мы под эволюцией седиментогенеза в докембрии и в истории Земли вооб-ще, учитывая все вышеизложенное, понимаем закономерное измене-ние во времени масс и составов осадочных и осадочно-вулканоген-ных пород, рассмотренное, естественно, в трех главных "коорди-натах", контролирующих развитие этих пород и их состав; я имею в виду тектонику, климат и вулканизм.

П. ОБ ОСНОВНОМ ПРИНЦИПЕ РАСЧЛЕНЕНИЯ ДОКЕМБРИЯ В ЦЕЛЯХ ВЫДЕЛЕНИЯ В ЕГО РАЗВИТИИ ГЛАВНЫХ ЭТАПОВ И ВАЖНЕЙШИХ ИСТОРИКО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ РУБЕЖЕЙ

Одним из важнейших аспектов познания докембрия, с нашей точки зрения прямо связанным с только что рассмотренными вопросами, является проблема расчленения докембрия в целях выделения в его развитии главных этапов и важнейших историко-геологических ру-бежей.

Как известно, расчленение докембрия в стратиграфических це-лях для выделения в его развитии различного ранга этапов и ру-бежей основывалось на различных принципах и проводилось, исхо-дя из признания главенствования в геологической истории разных геологических процессов и (или) разных условий их протекания.

Становление историко-геологического метода расчленения до-кембрия базировалось по существу на структурных и веществен-ных признаках горных пород, что позднее развилось в два в какой-то мере самостоятельных подхода к этой проблеме — тектоничес-кий и литологический. Однако надо заметить, что в последнее время литологический метод используется в основном не в целях расчленения, а для корреляции.

Радиогеохронология внесла в изучение и познание докембрия исключительный вклад и уже сравнительно давно стала использо-

ваться для датирования основных тектоно-магматических этапов развития докембрия и эпох регионального метаморфизма и гранитизации. Но очевидно, что само по себе абсолютное датирование — это тоже не инструмент выявления "направленности" или "этапности" в развитии геологических событий в докембрии.

Наконец, в последнее десятилетие полностью оформился, во всяком случае для стратиграфического расчленения верхнего протерозоя, палеонтологический метод, базирующийся на изучении строматолитов. Возникают определенные предпосылки для использования в дальнейшем в стратиграфических целях, в том числе и для более древних образований, других остатков ранних примитивных организмов (Glaessner, 1972; Pflug, 1972).

Не касаясь сугубо стратиграфического значения каждого из вышеупомянутых подходов и методов, мы считаем, что для расчленения докембрия в целях выделения в его развитии этапов, историко-геологических рубежей или крупных циклов эволюции ни один из этих методов в качестве основного, главного метода принят быть не может.

Признание факта главенствования в геологической истории экзогенных процессов дает нам все основания считать, что, естественно, только этапы развития этого "главного продукта" могут быть положены в основу расчленения геологической истории на любого ранга этапы, рубежи и историко-геологические отрезки или циклы. Ведь очевидно, что тектоника, тектонический режим — это главным образом лишь условия формирования экзогенных продуктов. Тем более не может быть главным, основным "объектом" периодизации "складчатая", "деформационная тектоника" горных пород земной коры. При всей важности знаний литологии сложных толщ чисто литологический арсенал приемов тоже вряд ли мог бы быть положен в основу исследования рассматриваемой проблемы.

Таким образом, мы считаем, что только само вещество, а в нашем случае вещество седиментогенных толщ, его масса (объем), состав, его дифференциация и трансформация в различных процессах, протекающих в земной коре, могут и должны быть объектами принципиального генетического расчленения в целях вскрытия истории становления доступной сегодня нам части земной коры.

Естественно, что это не может быть сделано без тектоники, без классической стратиграфии (и прежде всего без биостратиграфии) и без радиогеохронологического датирования; их роль и значение при этом останутся исключительными и незаменимыми. Но, подчеркнем еще раз, в качестве основного, определяющего объекта

генетико-исторического подразделения для познания становления и эволюции земной коры должно выступать т о л ь к о с а м о в е щ е с т в о. В принципе, решение этой задачи связано, как уже отмечалось, с выявлением изменений во времени объемов или масс различных типов горных пород, слагающих слоистые толщи земной коры (разумеется, по возможности, с учетом объемов или масс, уничтоженных эрозией и "инверсионно" возвращенных вновь в этот гигантский глобальный цикл оборота вещества), и эволюции их состава как в целом, так и каждого типа пород в отдельности. Это и позволит увидеть, как — принципиально или непринципиально, обратимо или необратимо, циклично или однонаправленно — изменяется этот г л а в н ы й и о с н о в н о й п р о д у к т геологического развития земной коры, т.е. слоистые, седиментогенные породы, на фоне изменений определяющих его формирование тектонических и климатических условий, под действием господствующего процесса их возникновения и развития — экзогенеза.

В известной мере самостоятельно, обособленно может рассматриваться в геологической истории этапность и эволюция развития жизни, живого вещества. Однако учитывая исключительную и теснейшую взаимосвязь в совместном развитии в геологической истории нашей планеты косной и живой материи (Вернадский, 1965; Виноградов, 1964; Манская, Дроздова, 1964; Сидоренко, Сидоренко, 1971), нам представляется, что генетическое расчленение геологической истории Земли должно вестись на едином принципе изучения и косного и живого (или впоследствии органического) вещества наружной оболочки Земли, принимая и жизнь как своего рода геологический продукт химической эволюции земного вещества (Кальвин, 1971; Руттен, 1973; Св.Сидоренко, 1974).

Ш. МЕТАМОРФИЗМ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ И ИХ МЕТАМОРФОГЕННОЕ "ДЫХАНИЕ"

После гипотетических разделительных процессов в плавящемся веществе верхней мантии Земли, формирующих, как полагают, главные типы эндогенных пород земной коры, наиболее крупными и реальными актами дифференциации земного вещества следует считать процессы выветривания и метаморфизма, особенно крайнее выражение последнего — ультраметаморфизм. Последние два процесса по существу уже являются в понимании многих исследователей своего рода "точкой инверсии", т.е. процессом, вновь "рождающим" магматические породы. Но здесь необходимо подчеркнуть, что метаморфи-

ческое преобразование осадочных пород по сравнению с двумя вышестоящими процессами изучено крайне своеобразно. С одной стороны, мы довольно детально знаем результат регионально-го метаморфизма осадочных пород, т.е. сами метаморфические породы, а с другой — чрезвычайно вообще представляем себе то, что априори должно было бы выводиться из этой метаморфизующейся системы. И здесь, безусловно, сыграли отрицательную роль принципы так называемого "ортодоксального изохимизма".

Ведь очевидно, что метаморфизм как процесс должен "выводить" из метаморфизующихся толщ, во-первых, такой активный и реакционный "компонент", как воду, многие газы неорганического и органического происхождения, а вместе с таким газово-жидким флюидом — и многие нерудные и рудные химические элементы. Именно поэтому метаморфизм и метаморфогенное рудообразование, даже несмотря на явно недостаточную изученность при этом точных взаимоотношений между ними, большинством исследователей уже давно стали пониматься как процессы, идущие в тесной взаимосвязи или, возможно, в определенной последовательности.

Иначе говоря, признавая экзогенную дифференциацию вещества земной коры, существование метаморфогенной "редукции" изверженных "магматических" пород и хорошо зная химическую и минеральную направленность самого метаморфического процесса, необходимо специально искать в метаморфических реакциях механизм "сбрасывания" из метаморфизующихся пород целого ряда компонентов, не обнаруживаемых в продуктах ультраметаморфических реакций.

Ранее всего исследователи пришли к выводу о безусловном выведении из метаморфизующихся пород воды, причем в том числе и воды вновь синтезированной, т.е. возрожденной (Овчинников, 1957).

Однако только успехи в развитии осадочной, экзогенно-метаморфогенной геологии докембрия позволяют ставить и понимать эту проблему намного шире, глубже, масштабнее, как одну из важнейших и актуальнейших сегодня проблем. Это связано с тем достаточно доказанным в настоящее время фактом, что в подавляющей своей массе докембрий был сложен первично-осадочными породами, со всеми присущими осадочным породам чертами металлогении, огромными массами захороненной воды и связанных в минералах гидроксил-ионов, скоплениями биогенного органического вещества, газов и т.п. Ведь метаморфизм субстрата подобного вещественного состава, естественно, должен заметно отличаться от метаморфизма изверженных или излившихся пород и должен иметь существенно иные геологические и геохимические следствия, затрагивающие, как теперь ста-

невится ясным, не только породы литосферы, но и атмосферу и гидросферу нашей планеты.

Сравнительно недавно нами (Сидоренко, Розен и др., 1973) была показана особая, исключительная роль метаморфизма осадочных толщ в реконструкции из земных недр такого чрезвычайно мощного "геохимического реагента", как CO_2 . Было показано, что метаморфизм широкого ряда глинисто-карбонатных пород должен приводить к декарбонатизации и к выделению из метаморфизующихся пород весьма значительных масс углекислоты. Оценка возможных масштабов ее выделения различными методами и исходя из различных количественных соотношений исходных карбонатных и глинистых пород дала, независимо от способов подсчета, величину порядка $1,6 \times 10^{17}$ т CO_2 . Нами было отмечено, что, вне всяких сомнений, полученное значение близко к минимальному, поскольку в расчетах не был учтен целый ряд потенциальных источников углекислоты, например таких, как эффузивы и иные типы пород. Кроме того, остались неучтенными также огромные массы докарбонатизированных отложений, эродированных с обширных площадей докембрийских щитов. Но, даже несмотря на все это, очевидно, что выделявшееся количество CO_2 более чем в 1000 раз превышает общую массу углекислоты в современной атмосфере и океане и в десятки тысяч раз — только в атмосфере.

Естественно, что отторжение этой массы углекислоты происходило частями, периодически, в эпохи развития процессов регионального метаморфизма, но и учет этого показывает, что в каждую отдельную эпоху количества высвободившейся CO_2 были огромны.

Очевидно, что часть CO_2 "захватывалась" массами вышележащих пород и локализовалась в зонах региональной карбонатизации, часть — поглощалась подземными водами, но существенные количества CO_2 безусловно эманировали в атмосферу.

Геохимические и геологические эффекты этого в полной мере глобального по значению процесса исключительны, и в первом приближении мы на этом уже останавливались (Сидоренко, Розен и др., 1973), но важно в настоящее время подчеркнуть и другое. Ведь параллельно с CO_2 эти же метаморфизующиеся толщи должны покидать и гигантские массы воды, в том числе и так называемой "возрожденной" воды, т.е. воды, вновь "синтезированной" из H^+ и OH^- ионов, ранее входивших в решетки глинистых минералов. О возможной рудомобилизующей и рудогенерирующей роли таких флюидов писалось неоднократно, и она очевидна. С этим предположением хорошо согласуются и новейшие данные А.И.Тугаринова и В.Б.Наумо-

ва (1973) по газово-жидким включениям в метаморфических минералах и в минералах гидротермальных месторождений; в этом исследовании показано, что углекислота является чрезвычайно характерным компонентом гидротермальных растворов, и сделан вывод о том, что "гидротермальные растворы нередко представляют собой весьма насыщенные CO_2 природные воды..." (там же, стр. II).

Таким образом, выявляется исключительное значение докарбонатизации погребенных отложений докембрия в возникновении и характере развития метаморфогенного флюида и связанных с ним гидротермальных растворов, а также соответственно в мобилизации и концентрации рудных элементов.

Весьма интересны некоторые аспекты влияния "углекислого дыхания" метаморфизирующихся осадочных толщ докембрия на состав и эволюцию в этой связи атмосферы нашей планеты. Сделанная нами (Сидоренко, Розен и др., 1973) сугубо приблизительная количественная оценка этого явления показала, что в отдельные эпохи метаморфизма (если исходить из того, что их было не менее десяти) в атмосферу могло поступать не более $0,14 \times 10^{17}$ т CO_2 . Но даже в этом случае концентрация углекислоты в атмосфере и океане, вероятно, повышалась более чем в 100 раз. Правда, это максимальная из возможных величин поступления углекислоты в атмосферу при докарбонатизации, поскольку подсчеты основывались на допущении, что метаморфизм проходит одновременно (или почти одновременно) в пределах всех континентальных блоков земной коры.

Естественно, что столь заметные периодические колебания в составе атмосферы существенно влияли на интенсивность выветривания, состав и особенности докембрийских осадков. Таким образом, очевидно, что в докембрии существовала связь между эпохами метаморфизма, гранитизации и гранитообразования и связанного с ними рудогенеза, с одной стороны, и периодическими изменениями состава атмосферы и соответствующими эпохами выветривания, а также изменениями состава отложений - с другой.

В самые последние годы выявился и еще один весьма интересный компонент "дыхания" метаморфизирующихся осадочных толщ докембрия. Так, в серии работ и в монографии А.В.Сидоренко и Св.А.Сидоренко (1970, 1971, 1973) впервые обратили внимание на своего рода "углеводородное дыхание" докембрийских толщ, т.е. на эманирование из докембрийского цоколя и в докембрийское и в последующее время (вплоть до настоящего времени) газобразных углеводородов от метана до соединений более сложного состава, часто нефтяного ряда. Детальный анализ этой совершенно новой

проблемы и нового научного направления как в исследовании докембрия, так и в изучении древнейшего органического вещества показал (Сидоренко, Сидоренко, 1973), что установленное явление имеет далеко идущие и геохимические и геологические следствия, в том числе, возможно, прикладного порядка.

Специальными многолетними исследованиями геологии, литологии и петрографии углеродистых проявлений в докембрии, дальнейшим изучением состава экстрагируемых из них углеводородов и изотопного состава углерода этих образований доказана первичная биогенная их природа и связь с отмершим и захороненным древнейшим органическим веществом Земли.

Как полагают авторы, метаморфизм органического вещества древних осадочных толщ наиболее интенсивно протекал в докембрийское время, когда, вероятно, выделилась большая часть углеводородов. Однако, безусловно, полной дегазации за докембрийское время не происходило, и докембрийские фундаменты, сложенные метаморфическими первично-осадочными породами, являлись и являются поставщиками углеводородов в покрывающие их осадочные породы рыхлого чехла, внося свою лепту в образование здесь нефтяных и газовых месторождений.

Предварительный анализ дает основания связывать с дегазацией осадочно-метаморфических пород докембрия и некоторые другие газопроявления (H_2 , CH_4 , SO_2 и др.).

Таким образом, метаморфизм грандиозных масс первично-осадочных толщ докембрия, как видно, приводит к мобилизации и отторжению от метаморфизующихся пород исключительно больших масс не только воды, но и углекислоты, различных углеводородов, других газов и многих рудных и нерудных компонентов. И сегодня недооценивать роль и значение этого, в фигуральном смысле слова, "дыхания" метаморфических толщ докембрия уже нельзя. Учитывая массу докембрийских толщ и те расчеты, которые мы сделали при оценке возможных масштабов выделения углекислоты из метаморфизующихся глинисто-карбонатных пород, углеводородов, могущих эманировать из докембрия в породы вышележащего рыхлого комплекса, можно сделать вывод о том, что "дыхание" метаморфизующихся толщ, безусловно, должно сказываться на составе и эволюции в геологическом времени атмосферы и гидросферы Земли. Отсюда очевидно и косвенное влияние метаморфизма на процессы экзогенеза, т.е. на процессы выветривания и седиментогенеза. Безусловно также влияние периодического массового выделения в атмосферу CO_2 на

биологическую активность и соответственно на биологическую продуктивность живого вещества, что в дальнейшем находило выражение в более интенсивном накоплении углеродсодержащих образований в первично-осадочных породах докембрия и в конечном счете в трансформации их в углеводородные поганы, эманлирующие в вышележащие осадочные породы рыхлого комплекса.

Иначе говоря, устанавливается новое комплексное научное понятие — "о жидко-газово-рудном дыхании" метаморфизующихся осадочных пород докембрия и о влиянии этого огромного по масштабам процесса не только на металлогению докембрия, но и на состав и эволюцию атмосферы и гидросферы Земли. Естественно, что детальное изучение этого явления, имеющего не только научное, но и прикладное значение, должно привлечь внимание исследователей докембрия, а также широкий круг других специалистов, поскольку влияние процесса метаморфизма первично-осадочных пород докембрия выходит далеко за рамки познания только собственно докембрийских комплексов и, по-видимому, будет иметь значение для правильного понимания всей истории формирования земной коры и многих рудообразовательных процессов.

ЛИТЕРАТУРА

- В а с с о в и ч Н.Б. (ред.), 1971. Диагенез и катагенез осадочных образований. М., "Мир".
- В е р н а д с к и й В.И., 1965. Химическое строение биосферы Земли и ее окружения. М., "Наука".
- В и н о г р а д о в А.П., 1964. Предисловие. — В кн.: Манская С.М., Дроздова Т.В. Геохимия органического вещества. М., "Наука".
- К а л ь в и н М., 1971. Химическая эволюция. М., "Мир".
- К и р и л ь к В.П., 1971. Об особенностях седиментации, метаморфизма и геологической истории Земли в архее в свете современных представлений о природе Венеры. — "Геологический журнал", т. 31, вып. 6.
- К о с с о в с к а я А.Г., 1968. От редактора. — В кн.: Ж.Милло. Геология глин. Л., "Недра".
- Л е в ь к о Е.М., 1971. Особенности развития земной коры в догеосинклинальный этап. — "Геологический журнал", т. 31, вып. 4.
- М а н с к а я С.М., Д р о з д о в а Т.В., 1964. Геохимия органического вещества. М., "Наука".

- О в ч и н н и к о в А.М., 1957. Гидрогеологические условия гидротермальных процессов. - "Бюлл. МОИП, сер. геол.", т. 32, № 65.
- Р о н о в А.Б., 1972. Эволюция состава пород и геохимических процессов в осадочной оболочке Земли. - "Геохимия", № 2.
- Р у т т е н М., 1973. Происхождение жизни. М., "Мир".
- С а л о п Л.И., 1973. Общая стратиграфическая шкала докембрия. Л., "Недра".
- С е м е н е н к о Н.П., 1972. Геохронология и проблемы докембрия. - "Изв. АН СССР, сер. геол.", № 2.
- С и д о р е н к о А.В., 1963. Проблемы осадочной геологии докембрия. - "Сов. геология", № 4.
- С и д о р е н к о А.В., 1969. О едином историко-геологическом принципе изучения докембрия и постдокембрия. - "Докл. АН СССР", т. 186, № 1.
- С и д о р е н к о А.В., 1975. Осадочная геология докембрия - состояние науки, проблемы и задачи. - В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 4, кн. 1. М., "Недра".
- С и д о р е н к о А.В., Р о з е н О.М., Т е н я к о в В.А., Г и м м е л ь ф а р б Г.Б., 1973. Метаморфизм осадочных толщ и "углекислое дыхание" земной коры. - "Сов. геология", № 5.
- С и д о р е н к о А.В., С и д о р е н к о Св.А., 1970. Об "углеродородном дыхании" докембрийских графитсодержащих толщ. - "Докл. АН СССР", т. 192, № 1.
- С и д о р е н к о А.В., С и д о р е н к о Св.А., 1971. Органическое вещество в докембрийских осадочно-метаморфических породах и некоторые геологические проблемы. - "Сов. геология", № 5.
- С и д о р е н к о А.В., С и д о р е н к о Св.А., 1973. Докембрийский осадочно-метаморфический фундамент как один из источников углеводородов в земной коре. - В кн.: Современные проблемы геологии и геохимии горючих ископаемых. М., "Наука".
- С и д о р е н к о А.В., Т е н я к о в В.А., Г о р б а ч е в О.В., Ж у к - П о ч е к у т о в К.А., Р о з е н О.М., 1968. О вероятных осадочных аналогах амфиболитов. - "Докл. АН СССР", т. 182, № 4.

- Сидоренко А.В., Теняков В.А., Розен О.М., Борщевский Ю.А., Сидоренко Св.А., 1973. Основные черты геохимии и гипергенеза в раннем докембрии. - В кн.: I Международный геохимический конгресс, т.4, кн. I. М., ВИНТИ.
- Сидоренко А.В., Теняков В.А., Розен О.М., Жук-Почекутов К.А., Горбачев О.В., 1972. Пара- и ортоамфиболиты докембрия. М., "Наука".
- Сидоренко Св.А., 1974. Органическое вещество в докембрии: проблема абиогенности и другие проблемы генетической интерпретации. - В кн.: Органическое вещество в современных и ископаемых осадках. Изд-во МГУ.
- Сидоренко Св.А., 1975. Органическое вещество и докембрийский эндогенез. - В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 4, кн. I. М., "Недра".
- Страхов Н.М., 1962. Основы теории литогенеза. М., Изд-во АН СССР.
- Теняков В.А., 1975. О некоторых дискуссионных проблемах экзогенно-метаморфогенной геологии докембрия. - В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 4, кн. I. М., "Недра".
- Тугаринов А.И., Войткевич Г.В., 1970. Докембрийская геохронология материков. М., "Недра".
- Тугаринов А.И., Наумов В.Б., 1973. Физико-химические параметры гидротермального минералообразования. - В кн.: I Международный геохимический конгресс, т. 2. М., ВИНТИ.
- Чухров Ф.В., Ермилова Л.П., Виноградов А.П., 1969. Об изотопном составе серы как показателе возможности некоторых геохимических процессов в древнем докембрии. - "Изв. АН СССР, сер. геол.", № 9.
- Glaessner M.F., 1972. Die Entwicklung des Lebens im Präkambrium und seine geologische Bedeutung. - "Geol. Rundschau", 60.
- Johns W.D., Shimoyama A., 1972. Clay minerals and petroleumforming reactions during burial and diagenesis. - "Amer. Assoc. of Petrol. Geol. Bull.", 56, N 11.
- Pflug H.D., 1972. Neue Fossilfundé im Jung-Präkambrium und ihre Anssagen zur Entstehung der höheren Tiere. - "Geol. Rundschau", 60.
- Sidorenko A.W., Tenjakow W.A., 1973. Einheitliches Historischgeologisches Prinzip der Untersuchung des Präkambriums und Phanerozoikums. - "Zeitschrift für Angewandte geologie", Bd. 19, Hf. 4.

В. З о у б е к (Чехословакия)
К ПРОБЛЕМЕ СТРАТИГРАФИИ ДОКЕМБРИЯ

V. Z o u b e k (Czechoslovakia)
REMARKS TO THE PROBLEM OF SUBDIVISION
OF THE PRECAMBRIAN

Широко известно значение стратиграфии докембрия для решения общих проблем геологии. Докембрийские образования раскрывают самые ранние, до сих пор наименее изученные стадии формирования континентальной коры, в значительной степени определяющие ее последующее развитие.

Стратиграфическое расчленение докембрия относится к наиболее трудным и наиболее дискуссионным разделам геологической науки. Имеется несколько точек зрения на проблему докембрийской стратиграфии.

1. Наиболее важно выявить особенности формирования континентальной коры в самый древнейший период ее развития в регионах ранней консолидации, с одной стороны, и в мобильных зонах — с другой. Совершенно необходимо сравнить и сопоставить докембрийское развитие обоих типов континентальной земной коры, так как в результате исторического развития разных типов континентальной коры — их былой палеогеографии, осадконакопления, магматизма, метаморфизма, геофизических полей и т.д. — формируются единые системы, в которых основные события тесно связаны между собой, поскольку они могут проявлять аналогичный или антитетический характер в "мобильных" районах, с одной стороны, и в "консолидированных" — с другой стороны. Данные о докембрийских событиях могут быть получены в первую очередь при применении радиометрических методов в регионах древней консолидации, с учетом влияния интенсивного омоложения в результате тектонических и геотермальных процессов, происходивших позднее в геосинклинальных районах.

2. Необходимы различные методы подхода к выделению и ограничению отдельных стратиграфических подразделений докембрия. Наиболее старыми являются "тектоностратиграфический" метод, основанный на выделении главных орогенозов ("революций") и "литостратиграфический" — на одинаково

вом или сходном первичном литологическом составе некоторых толщ или горизонтов и степени их метаморфизма. В течение последних двух десятилетий радиометрические, биостратиграфические и геохимические методы быстро развиваются. Некоторые плутонические события, пользующиеся межрегиональным или даже глобальным распространением, также должны учитываться при корреляции и расчленении докембрия. ДискуSSIONируется постоянно открытый вопрос о подразделении докембрия на главные стратиграфические единицы ("эонотемы", "эратемы"). Обсуждается, какой из упомянутых методов должен быть использован или какому методу должно быть отдано предпочтение при выработке глобальной или межрегиональной стратиграфической схемы докембрия. Неправильно представлять этот вопрос как спорный: а) в большинстве случаев методы должны быть объединены; б) при современном уровне знаний различные методы являются и в ближайшем будущем явятся наиболее подходящими для выделения индивидуальных категорий стратиграфического расчленения докембрия. Можно применять "тектоностратиграфические" методы для двух высших категорий ("эонотемы" - надгруппы, "эратемы" - группы), "литостратиграфические" методы - для более низких категорий, все они подтверждаются и уточняются другими методами, прежде всего радиометрическими. Схема стратиграфического расчленения докембрия предлагается для использования в корреляционных исследованиях МПГК. Схема основана на современных материалах Комиссии по стратиграфии МСГН (подкомиссия по стратиграфии докембрия и подкомиссия по стратиграфической классификации), на соответствующих докладах двух последних МГК, на выводах К. Ранкама (Rankama, 1970) и на личном опыте автора.

1. INTRODUCTION

Allow me to introduce my contribution by some well known "eternal truths":

The Precambrian represents the by far longest period of geological time (85%); the greater part of the mass of the continental Earth's crust consists of Precambrian complexes; it is the Precambrian development on which the whole subsequent Phanerozoic history is based. The stratigraphical subdivision of the Precambrian - equally as in the case of the Phanerozoic - is the most important basis and the inevitable presumption to establish the (mega) struc-

tural forms of Precambrian complexes, and to understand and explain all the events and their results that have occurred and are occurring in the Earth's crust. At the same time, the stratigraphical subdivision of the Precambrian and, consequently, the correlation of the Precambrian formations and events remains always in an embryonal stage in spite of the important progress achieved in the past years. The establishing of the stratigraphical subdivision of the Precambrian has met with such difficulties and obstacles and has provoked such discussions and disputes resulting in different, often ambiguous and equivocal statements, opinions and conceptions that one of the best and particularly experienced specialists recommended "to postpone for an indefinite period the establishment of the world-wide subdivisions of the Precambrian time". This opinion may be considered an expression of thoroughness of one of the lights of the Precambrian stratigraphy but, at the same time, it is rather controversial to the above mentioned needs and does not correspond to the rather advanced state of study of the Precambrian complexes and events. One can easily understand that this scepticism did not meet with the approval of the majority in the inquiry initiated by the Subcommittee on Precambrian Stratigraphy (SPS) at the International Commission of Stratigraphy (ICS).

The differences in principles and methods of the subdivision of the Precambrian time and correlation of the Precambrian units make the situation in this field of geology controversial and troublesome. It goes without saying that the difficulties grow proportionally to the extension of the area to be correlated and they may appear to some specialists insurmountable for the present time as far as the world-wide subdivision is concerned. But, in spite of the rather difficult conditions, a feeling prevails among the interested geologists and organizations that the time has come to agree upon some worldwide (general, standard, global) subdivision of the Precambrian and to establish a detailed regional stratigraphy where the necessary conditions for application of the general stratigraphy do not exist. Numerous regional subdivisions have been proposed and have been and are currently used, even if many of them do not meet a general agreement of specialists interested in the study of pertinent regions. It is only natural that, under these conditions, the IGCP Board recommended the Precambrian to be one of the two priority areas of the IGCP.

In order to understand each other, we need badly to agree on some general subdivision of the Precambrian for correlation purposes. As far as the general principles of stratigraphical subdivi-

vision, classification and terminology are concerned, it seems to be most appropriate and simple to agree on the principal unit-terms as they have been recommended by the International Subcommis-sion on Stratigraphical Classification (ISSC) and its chairman H.Hedberg already at the IGC session in Copenhagen 1960 and re-peated in "A stratigraphic guide" presented in Montreal, 1972 (Eonothem-Erathem-System-Series-Stage-Chronozone). If we could agree how to apply the highest orders of this standard stratigra-phy classification to the Precambrian at least provisionally and conventionally, it would surely facilitate the correlation stu-dies.

2. METHODS

Только синтез геологических и ядерно-физических методов интеграции историко-геологической и физико-химической ин-формации открывает нам новые пути создания единой историко-геологической модели развития Земли, эволюции геологичес-ких процессов, понимания закономерностей формирования раз-личных геологических комплексов и концентраций в них по-лезных ископаемых.

А.В.Сидоренко (1976)

Similarly to the Phanerozoic, different methods for establishing the stratigraphical subdivision were and are being used also for the Precambrian complexes - i.e., the geochronological, paleonto-logical, structural, geotectonical, lithological, paleoclimatical, paleomagnetical and other methods. Individual methods have been described, analysed, evaluated and advocated or rejected in a large number of comprehensive papers. I would mention, in chrono-logical order, but several examples of contributions presented during the last fifteen years: ISSC (Hedberg, in 1961, 1972; Жа-мойда, 1965, 1972; Жамойда и др., 1969; Rankama, 1970^{1,2}; Har-land, 1974; etc. The principle of combining the methods in order to achieve a uniform and most perfect stratigraphic subdivision has been often reasonably stressed. However, the importance of indivi-dual methods is different for individual subjects of study - for the Phanerozoic and Precambrian formations, for different kinds of Precambrian complexes, for different categories of stratigraphic subdivisions, etc. The possibility of application of individual methods is also dependent on the processes and events which affec-

ted the pertinent geological unit during its development. The differences of the importance of individual methods caused by specific conditions are, in many cases, so great that one selected method may be used as decisive, some other methods playing but an auxiliary or even no part.

The oldest and always reliabliest method - the biostratigraphic method - can be used only in relatively rare, exceptionally favourable cases in Precambrian sequences, even if the hope that at least the micropaleontological methods may be used in the near future to a far broader measure is fully justified by the results achieved by Timofeev, Sokolov, Naumova, Schopf and other specialists.

The present possibilities and weak points of the radiometric methods are generally known but not always respected when interpreting their results. At present, there are still some important gaps in our knowledge of the regularities of migration, diffusion, distribution (amidst individual minerals) and isotopic homogenization of products of the radioactive decay under different p-t-conditions. Consequently, the interpretation of radiometric data is, in many cases, not unequivocal. The well known fact that the radiometric methods do not date, as a rule, the age of the original materials but the different processes by which the rocks have been affected is not always taken sufficiently into consideration. This is particularly valid for the Precambrian rocks in the zones which preserved their mobility throughout a long geological time. Those "Weak points" led some geologists to an exaggerated scepticism against individual methods or even against the radiometric methods in general; this is but a natural result of their former overestimations (it was even believed that it is possible to date the age of crystallization of individual minerals in metamorphic and plutonic rocks by the K-Ar method, and some relics of this belief can be noted up till today). But, one should not pour out the child with the dirty water; the radiometric methods, if reasonably used, belong surely to the most important criteria for the subdivision and correlation of the Precambrian sequences and events. For example, the sensibility of the ^{40}Ar towards the physical (particularly thermic) processes and the complexity of regularities governing the redistribution of the Ar amidst individual rock-forming minerals have led some geologists to reject entirely the K/Ar method. However, just the mentioned sensibility can, in many cases, substantiate the priority of this method as the best one for the datation and better understanding of geological processes.

Due to the (unjustified) deception from the K/Ar method, highest

hopes are laid into the Rb/Sr and Pb methods. However, also these methods, excellent by themselves, have their limitations. It is true that the solid products of the Rb decay are far firmler fixed in the rock under the elevated t-conditions than the gaseous Ar. But, on the other hand, the exact conditions of diffusion of Rb and Sr and of isotopic homogeneisation of Sr are not sufficiently known to allow unambiguous interpretation of the Rb/Sr ages in complexes that have been affected several times by different tectonic and thermic events - first of all, in the Precambrian fundament of the mobile zones. A typical example is the Moldanubian complex of the European Variscides where the most frequent Rb-Sr ages of 450-480 Ma are interpreted by some specialists as the original (pre-metamorphic) age of the initial volcanics and sediments, by some others - as the age of the fundamental regional ("Caledonian") metamorphism, by others - as the age of "Caledonian" reheating, by still others (to which also the author of this contribution belongs) - as the age of the Late Cadomian plutonism, viz. the age of cooling of the Late Cadomian "thermal flow". The elucidation of the mentioned regularities is the more important as the same values have been obtained from many other polymetamorphic complexes of the crystalline fundament of the Variscan and Alpine belts.

The resistance of the radiogenic products of the Th(U)-Pb chain displays other interpretation ambiguities. The mostly used zircon can have been transferred many times by the (meteoric) alteration and sedimentation processes. That is why the geological unit of its original crystallization is dubious in most cases. A good example is offered again by the Precambrian complexes of the Bohemian Massif where zircons of Early or Middle Proterozoic Pb ages are interpreted by most specialists as detritus of the fundament of the (rather distant) East-European platform.

Thus, the radiogenic ages obtained in polymetamorphic terrains can be interpreted with a sufficient reliability when several radiometric methods are combined and "geological" methods are taken into consideration.

Under definite, approximately constant conditions, it is possible to evaluate a time-span (duration) from the thickness of the sequences. The conditions observed in the Barrandian Proterozoic (Bohemian Massif) can serve as an example of an attempt to correlate the time and space parametres. - The total thickness of the (uncovered part of the) sequence has been evaluated by Holubec to 7000 m on the basis of a detailed investigation of characteristic

sections. There is a reasonably based presumption that the buried basal part of the sequence represents but an unimportant fraction of the whole, and that the total thickness can be evaluated approximately to 8000 m. - The thickness of the upper ("post-spilitic") subdivision has been evaluated to 2000 m approximately; its correlation with "Eocambrian" viz. "Vendian" (corresponding to the time-span of 670-570 Ma) is in agreement with the existing radiometric, micropaleontologic, paleoclimatic and other data. - The increase of thickness of the prevalently aleuritic-psammitic to conglomeratic sediments of the upper division deposited under diastrophic conditions in a definite time unit was greater than that of the in average more pelitic sediments of the lower division. On the other hand, the volcanic complexes, important in the lower division but not occurring in the upper division, accumulate more rapidly than the terrigenous deposits. Consequently, the average rapidity of the accumulation in both divisions may be considered, in the first approximation, as equal. Thus, the relations of thickness of the upper: lower divisions (2000:6000 m) is in agreement with the relation of the respective time-spans viz. durations (670-570 : 970-670 Ma), i.e., 1:3 in both, the time and space parameters.

The particularities of the lithological, metamorphic, tectonic and magmatic development of individual Precambrian units proved to be, in some cases, suitable as stratigraphical indicators. Also in this case, the underestimation of these criteria is only a natural consequence of their overestimation in former times. For example, the character of metamorphism, if reasonably applied, (i.e. when taking into account the possibility of lateral changes in the metamorphic intensity and respecting the information resulting from Myiashiro's facies-series analysis) will be always useful as an auxiliary method to establish regional and, in some cases, even interregional correlation and stratigraphical subdivisions. - As far as the criterion of magmatic development is concerned, it may be said that the importance of the plutonic processes as stratigraphic indicators has been rather overestimated; but, if cautiously used in combination with other methods, it will always retain its significance. - On the contrary, the possibilities of the development of effusive (extrusive) volcanism in the Precambrian stratigraphy have not yet been sufficiently exploited. Stratigraphical significance - a definite stratigraphical position - of definite volcanic formations is documented in many stratigraphically well defined Phanerozoic complexes; the same is valid for the Precambrian. - Some abrupt changes in the composition of the (meta) volcanic se-

quences (e.g. the starting of the rhyolitic volcanism in initial-volcanic sequences) proved to be even a marker for a stratigraphic horizon in some stratotype limits. - Moreover, analysis of (meta) volcanic formations (e.g. in the Karelian and Bielomorian regions of the Baltic shield, in the Bohemian Massif etc.) has shown that the general petrographic-geochemical character of the initial volcanism can serve as a reliable mark of some Precambrian complexes (e.g., the Moldanubian "leptynitic formation"). - Some general features of the lithological and geochemical development of the Precambrian (meta) sediments also appear to be of importance for regional or interregional correlation what we have learned, in the first place, from the results achieved by Academician Sidorenko and his school (Сидоренко, 1975, 1976 and others).

One of the oldest methods of stratigraphical subdivision of the Precambrian is based on tectonic events - folding "phases", "revolutions". This classical method has been attacked by some tectonists stressing that the tectonic processes - "phases" - are not strictly contemporaneous in an interregional or even regional extent. But, this is the case, to a certain measure, of all stratigraphical methods. Some geologists feel that the tectogenic processes are so scattered in time that they cannot be used for the subdivision of the Precambrian. This rather pessimistic viewpoint is motivated (and, apparently, well based) by the frequency of tectonic events documented in the Phanerozoic sequences. But, most of this "scattering" is due to the fact that some non-correlative and even non-comparable events are put together. If the tectonic events are combined with the lithological (sedimentological, volcanological etc.) criteria it is always possible to distinguish from each other, for instance the Bretonian folding (separating the Variscan eugeosynclinal and miogeosynclinal stages at the D/C₁ boundary approximately), the Sudetic folding (separating the miogeosynclinal stage from the molasse at the C₁/C₂ boundary approximately), the intramolassic Asturian folding (at the Westphalian/Stephanian boundary approximately) and the Saalian movements (separating the orogenic and platform stages, on the Autunian/Saxonian boundary) even if other (chronostratigraphic, biostratigraphic) criteria are missing. The "boundary time belt" will be always broader in the Precambrian than it is in the Phanerozoic formations but, a time belt of a reasonable extent is always better than no boundary at all. Equally to the stratigraphic studies of Phanerozoic formations, also in the case of the Precambrian these failings and difficulties should not result in deleting the rather well based older "classical" stratigraphic subdivisions; they should stimulate the efforts to minimize

or reduce these drawbacks by further thorough studies. We should follow the procedures proved in the Phanerozoic stratigraphy where the vagueness of a stratigraphic boundary does not lead to abolition of the pertinent subdivisions but to intensifying the studies aimed to refining the boundary.

The major tectogeneses dividing the geological past into the main geosynclinal-tectogenic cycles are documented not only by tectonic events and structural features; they are reflected also in the metamorphic events, in the lithological changes of the sedimentary-volcanic sequences and in plutonic events which have set, in many cases, the "radiometric clock". These reflections are not limited to the pertinent folded belt; they can be found in most of the sequences of its formerly consolidated fore-land. We have seen, e.g., in the stratigraphical columns of the Riphean presented at the Bashkirian excursion, distinct reflexions of the Grenvillian tectogenesis also in this "subplatform" region. The importance of the sedimentary breaks caused by tectonic events has been rightly emphasized by Lunyeva. Thus the tectonic (structural) method seems to be, for the time being, the most appropriate for the two highest categories of stratigraphical subdivision of the Precambrian. This is advocated by numerous specialists and recommended in some regional codexes.

There are two time points, or, more precisely said, two "boundary time belts" in the development of geosynclinal-tectogenic cycles which can be taken, first of all, for the limits of major general stratigraphic subdivisions in Precambrian complexes: (1) boundaries of geosynclinal-tectogenic cycles, (2) main epochs of folding (the main folding "phases").

The boundaries of geosynclinal-tectogenic cycles (further briefly: cycles) are the most important events in the development of the Earth's crust. The closing of a cycle is usually connected with (and marked by) important magmatic, tectonic and paleogeographic events (subsequent magmatism, horst uplifts and graben subsidences, development of mountain chains); the beginning of a new cycle is marked, as a rule, by transgression. In the completely developed ("mature") crustal parts, i.e. in regions which achieved the state of consolidation, the turn of the mobile zone into the consolidated platform coinciding with the upper boundary of the last complete cycle, is surely the most important event in their history; thus, the proposition of some authors to use this event for the most important subdivision of the Precambrian - for the Archean/Proterozoic boundary - is reasonably based. (The age of

1600 Ma proposed for this boundary corresponds to the age of the Rapakivi granites representing, most probably, the subsequent magmatism of the Karelian cycle; according to this, the upper limit of the late-orogenic stage of the Karelian cycle may be approximately timed.) On the other hand, the boundaries of the cycles display, from the viewpoint of general distribution, some features which make them less appropriate for a standard (global) stratigraphical boundaries. The cycles are often incomplete: the last, orogenic ("molasse") stage of the antecedent cycle is often missing, and the transgression of the following cycle is progressing gradually; thus, the boundary "time belt" between two cycles is often rather poorly defined and is represented occasionally by a too large time span. - Moreover, the boundary between two cycles is often insufficiently defined by radiometric methods: the subsequent magmatism - the most reliable indicator of the final stage of a cycle - is developed but locally, and also the heat front connected with it is generally irregular and regionally limited.

In contradistinction to this, the important folding processes (corresponding to the "revolutions" of the classics of the Precambrian geology) are of a large regional or even global extension and distribution. Being connected with regional metamorphism and plutonism, they are usually well defined in age by radiometric methods. The boundary with the following "orogenic" (molasse) stage is marked by angular and metamorphic unconformities and sedimentation breaks. The main folding phases represent the most important "internal" turn-point in the development of the cycle; for this turn, the suitable term "inversion" (of tectonic régime) has been proposed by Tetyaev in 1934 and by Belousov in 1938 and 1948. Thus, the main folding processes ("revolutions") proposed by the classics of the Precambrian geology as boundaries of major stratigraphical units always appear the most suitable boundaries of the first order subdivisions of the Precambrian also for the global (standard) stratigraphical units.

For the further subdivision, the stage development of the individual cycles is of primary importance. Equally as in the Phanerozoic, also in the Precambrian (or, at least, Proterozoic) complexes there can and should be distinguished and delimited as regional stratigraphical units: (1) the initial (eugeosynclinal) stage (with initial magmatism), (2) the middle, miogeosynclinal (flysch) stage (in which, as a rule, no volcanic activity occurs), (3) the late, orogenic (inversion, molasse) stage with early orogenic and subsequent magmatism, and (4) the final (platform) stage. In most cases,

main folding processes (phases) occur as events-limits between the stages (1), (2), (3), often accompanied by metamorphism and synkinematic (synorogenic) plutonism.

3. PRINCIPLES

Stratigraphy provides the basis for understanding the past history of local regions and of the whole Earth - the changing patterns of land and seas, fluctuations of the climate, even the history of the evolution of life on the Earth.

C.O.Dunbar, J.Rodgers (1957)

In the above sentence, the two kinds of extension of stratigraphic units - the regional (local) and global units, and the inter relation of the events and strata (or, generally, geological bodies) are simply and fully expressed. The regional and the global stratigraphical units and procedures do not differ from each other only by the extent of their valability but, first of all, by their aims and purposes. The global stratigraphy provides the general time net into which all geological bodies and events are to be placed. The regional stratigraphy expresses the individuality of the defined regions - of natural geological provinces the fundamental features of which formed by the interreaction of the early founded block structure of the earth's crust and the later developping conditions of the rather adventurous life of our planete. The full significance of this well known fact is beeing recognized but in recent times. By this, the importance of correct delimitation of the natural geological regions (provinces) is given.

We should agree with the general statement that "all classes of rocks - igneous and metamorphic as well as sedimentary - fall within the scope of stratigraphy and stratigraphic classification. Some non-stratiform rock bodies are considered under stratigraphy because of their association with or close relation to rocks strata", as proposed by H.Hedberg in 1972. Consequently, some events producing sufficiently timed non-stratiform surfaces can be taken for stratigraphical boundaries, as has been shown in the previous chapter.

It has been rightly emphasized in some of the quoted and other papers dealing with the stratigraphic methodology, terminology, and classification that, at least, two stratigraphical scales have to be distinguished. The standard (or general) stratigraphic scale

should be based essentially on the "absolute" (radiometric) geochronology; the biostratigraphic methods may be of similar importance; the other methods should be respected as auxiliary ones. The delimitation and terminology of the "chronostratigraphic units" (corresponding to the geochronological time-units) as recommended by the I.S.S.C. may be used for the standard (general) stratigraphic subdivision. This is in agreement with the stratigraphical code published by the Interdepartmental Stratigraphical Commission of the USSR, 1972 where the terms given in column (2) are recommended as general stratigraphic subdivisions (with some alternative terms which are so far in use in U.S.S.R.). The terms recommended by the I.S.S.C. for chronostratigraphic and geochronologic units are reproduced in columns (1) and (2) of Table 1.

T a b l e 1
Stratigraphic units

(1) Geochronologic units	(2) Chronostratigraphic units ¹	(3) Regional ("lithostratigraphic") units ¹
Eon	Eonothem	(Complex)
Era	Erathem	Supergroup
Period	System	Group (Subgroup)
Epoch	Series	Formation Member
Age	Chronozone	Bed

¹ According to H. Hedberg, 1972

The (actual) year (a) is taken for the basic geochronological time unit. When considering the order or magnitude of the geological time, it has been recommended by the S.P.S. to use the multiples of years expressed by prefixes kilo- (10^3), mega- (10^6), giga- (10^9) and by corresponding symbols ka, Ma, Ga. This proposition is used in the present contribution.

In order to obtain an objective and undeniable time scale, it has been proposed to use, besides the chronostratigraphic scale (giving the ages of boundaries of the concrete stratigraphic subdivisions), a "geochronometric" scale with Earth time divisions given by "round" time units (0.5 Ga and its multiples) for the whole of the stratigraphic column (Harland, 1974). It is rather surprising how this purely mathematical time net approaches, in many cases, the

timing of real geological events. This is particularly the case of timing of the boundaries of the main geosynclinal cycles given by important tectogenic events (where, for the youngest cycle, also the first fraction - the half - of the 0.5 Ga value asserts itself:

- 0.25 Ma approx. - the Saale tectogenic (orogenic) phase: Alpine/Variscan boundary
- 0.5 Ma approx. - Sardinian phase: Variscan/Cadomian boundary
- 1.0 Ma approx. - Grenvillian phase: Cadomian/Grenvillian boundary
- 1.5 Ma approx. - upper boundary of the Karelian cycle
- 2.5 Ma approx. - Saamian phase: Karelian/Belomorian boundary
- 3.0 Ma approx. - Swaziland phase (mainly in the southern hemisphere)
- 3.5 Ma approx. - Belozerial phase: boundary of the Belomorian/Kola "complexes"

purely numerical approach does not in principle differ from the simple numerical time measures (ka, Ma, Ga) thus, it was not approved by the S.P.S. meeting in Adelaide, 1973. Now, the two propositions (Harland's and the one of Adelaide) are being subjected to an S.P.S. inquiry. It would not be appropriate to anticipate the result; I may only present my personal opinion which is essentially in agreement with that of the Adelaide meeting. However, Harland's "chronometric scale" when compared with the geochronologic scale, may be of help to recognize the order of regularity in time periodicity of the geologic events.

When the "absolute" (radiometric) and biostratigraphic data decisive for the standard stratigraphic subdivision are missing, the lithological character of the strata is of principal importance; in it, the geochemical properties are involved, too; paleoclimatic, paleogeographic and other conditions and events are in many cases reflected in (and can be recognized from) the lithology of the deposits in question. The terms recommended for lithostratigraphic units by the I.C.C.S. are given in Table 1, column (3) (the terms in brackets are occasional).

In the propositions of the I.S.S.C. (according to H. Hedberg, 1972), the lithostratigraphic scale is elaborated analogously to the chronostratigraphic scale while the principle of the specific terms used in each of the two scales has been preserved. Some of the interested specialists and organizations felt that the terminology and classification of the regional (local) subdivisions may be left to the competence of the pertinent national bodies (geological surveys) or authors. But the rather well defined Precambrian

units often overlap the boundaries of one country. This is the case, e.g., of the Moldanubian complex of the Bohemian Massif which extends over the territory of Czechoslovakia, Poland, GDR, GFR and Austria (moreover, an analogous complex occurs in the French, Spanish and, perhaps, Portuguese territory). Thus an international agreement is preferable also for the classification and terminology of regional(local) stratigraphic units. The simplest and most convenient way is apparently to use the terms of lithostratigraphic units for regional (essentially based on lithology) subdivisions as proposed by the I.S.S.C. (1961, 1972). The above mentioned propositions are reproduced in table 1.

The relation between the "lithostratigraphy" and "regional stratigraphy" was the matter of some rather sharp discussions. This relation may be expressed as follows: the lithostratigraphy is always regional, but regional stratigraphy is not always lithological, i.e., it may be based on (and should be combined with) other methods. Consequently, there is no reasonable objection against the using of terms recommended for lithostratigraphic units for the regional stratigraphical subdivision, if the latter is (prevalently) based on the lithological features of pertinent deposits.

It has been stressed that, generally speaking, the thickness - and/or the time volume - of the individual unit-terms is not an integral part of their definition (according to H.Hedberg, 1972). In principle, there is no discord with this statement when trying to respect, in suitable cases, some order of magnitude for the quantitative content of individual terms. Then the term supergroup may be used for a unit corresponding probably and or approximately to one erathem in extent. Analogically, other approximately corresponding terms may be group and system, formation and series, member and stage and bed and zone. The term "complex" has been recommended as a free term which can be used for a complex lithostratigraphic unit irrespective of its rank. It were in no discord with this proposition, if this term would be preserved as an occasional one for the units of the highest order, i.e., units comprehending more than one supergroup and/or corresponding to more than one erathem.

4. GENERAL SUBDIVISION

4.1. The beginning and closing of the Precambrian time. The IGCP project N 29 is aimed to establish a generally agreed precise position of the Precambrian/Cambrian boundary. For the time being, the age of 570 Ma can be taken as agreed upon by most of the engaged

specialists and bodies. The lower boundary of the Precambrian is less evident as it depends on the rather difficult definition of the beginning of the "geologic" stage of the Earth's development. A good survey of this problem was given by Rankama (1970₂). During the last 20 years, the age of the Earth and of the meteorites has been calculated by different specialists by different methods to very similar values between 4.53 and 4.80 Ga. It goes without saying that the exact position of the lower limit of the Precambrian is not essential for its subdivision and I am referring to the above mentioned excellent Rankama's review for more detail. I would only mention some results of investigations executed in the Kola part of the Baltic shield by Gerling et al. (1968), because of their importance not only for the evaluation of the lower boundary of the Precambrian but also for its subdivision: the mica K/Ar ages of gneiss-granites, migmatites and granite-pegmatite dykes of the Kola complex have been determined to 3.4-3.6 Ga. The same or similar values have been given by Prof. Sutton for other shields in his contribution. The mentioned data indicate the age of the granitization process representing a late phase of the tectonic-metamorphic plutonic processes which affected the older, "Kataarchean" deposits. Thus, the existence of a rather thick sequence of supercrustal volcanic-sedimentary deposits older than 3.6 Ga can be considered proved, and the lower boundary of the Kola Archean may be estimated at 4 Ga or more.

Some rocks of supercrustal origin occurring in the Kola complex prove the existence of still more ancient rocks from which the Kataarchean sediments have been derived (according to W.L. Donn, 1965, as quoted by Rankama, 1970₂). I would only be rather careful not to overestimate the conclusive evidence of some "quartzite" inlayers suggested in l.c. According to my opinion, some of them may represent quartz-keratophyre and/or rhyolite tuffaceous deposits, locally reworked by synsedimentary redeposition and, in this way, enriched by quartz. If this is so, the (pyro) clastic components cannot be taken as evidence in the sense of Donn's proposition.

4.2. Eons and eonothems. - Consequently to the above mentioned and other controversies, uncertainties and difficulties concerning the subdivision of the Precambrian, some authors proposed to hold the whole of the Precambrian, besides the Phanerozoic, for one of the two stratigraphic (geochronologic) units of the highest order-eons. But, assigning one and the same classification category to the two units is not in accord with the different magnitude order of their duration (0,57 Ga versus 4,5 Ga approximately), with the important geological changes that have occurred in the course of

the Precambrian times, neither is it in accord with the old tradition of dividing the Precambrian into two "megaunits".

The most common subdivision of the Precambrian into units of the first order is that of the Archean and Proterozoic, their boundary being given by general tectonometamorphic and magmatic events timed by different authors and/or in different regions to 2.5-2.7 Ga. Some of the most experienced specialists (Rankama, 1970₂; Harland, 1974, etc.) do not feel that this subdivision is fully justified by the recent state of our knowledge as a world-wide (standard, global) one. But, the results of the research of many authors working in different Precambrian regions give evidence that the complexes older than 2,5 Ga approximately have formed under rather different conditions than the younger complexes. The general intense metamorphism of the Archean complexes may be assigned to a steeper temperature gradient provoked necessarily by the far higher content of the non-decayed uranium (and other radioactive elements), as Academician Vinogradov mentioned. From the fact that, unlike to younger complexes, the far prevailing megastructural pattern is arcuate (and not linear), it can be deduced that the Archean complexes formed under a tectonic régime which was rather different when compared with the younger "structural layers". Due to the higher share of metavolcanic rocks in the Archean complexes the presumption of a thinner crust and of a higher temperature gradient in the Archean times is supported. In agreement with these and other peculiarities, the recent inquiry of the S.P.S. resulted affirmatively concerning the age of 2.5-2.6 Ga for the boundary of the first order subdivisions of the Precambrian. Lesser were the majorities (but always majorities) for the terms Archean and Proterozoic¹ but no better terms have been proposed nor agreed upon and so there is no sufficient reason to change the mentioned current terms. (In this connection, allow me to express my personal feeling that it seems to be more useful to use the already existing terms when trying to refine their definition than to find out and propose new terms, if they are not based on essentially different concepts and definitions.)

When considering the duration, complexity and essential differences in the development, the two first subdivisions of the Precambrian time should be classified as eons. Then we have the three eonothems - the Phanerozoic, the Proterozoic and the Archean.

4.3. Eras and Erathems. - For the next lower rank of the strati-

¹ In some countries the name Precambrian was used for this younger unit, but this was abandoned in the past years.

graphic subdivision - the erathems - different models and methods have been proposed by different authors. Generally, the opinion prevails that the model using again the tested method for the Precambrian - the important foldings ("revolutions") and the sedimentation breaks connected with them - is to be preferred, at least for the time being and for the nearest future.

The subdivision of the Precambrian presented in table 2 is based on Stockwell's scheme proposed at 1964, 1968, and is in agreement with the schemes proposed by numerous other specialists (Kratz, Afanasiev, etc.). In this model, the belozerian, saamian and belomorlian and kenoran, karelian and hudsonian, dalslandian and grenvillian tectogeneses timed 2.5, 1.8 and 1 Ga approximately are proposed as boundaries of the subdivisions which may be taken for erathems. If this scheme is agreed upon as a general (standard) scheme the different local denominations proposed by Stockwell and other authors would be superfluous.

T a b l e 2

A proposed scheme of standard subdivision of the Precambrian

Eon	Era	Main foldings (revolutions)
Phanerozoic	Kenozoic	
	Mesozoic	
	Paleozoic	
Proterozoic	Late	cadomian, baikalian, assyntian 570 Ma
	Middle	dalslandian, grenvillian 1000 \pm 50 Ma
	Early	karelian, hudsonian, penokean 1800 \pm 100 Ma
Archean	Late	belomorlian, saamian, kenoran 2600 \pm 100 Ma
	Early	belozerian 3500 \pm 150 Ma
	(Katarechean)	

The scheme was tentatively applied also for the Precambrian of mobile zones (Zoubek 1972, 1974₁). It does not differ essentially from the proposition presented by Salop at this symposium, irrespective of the terms. The differences in the (higher) ages as given by Salop and the (lower) ages as given by many other authors should

stimulate the efforts to recognize their cause which can be of methodical and/or technical and/or factual nature.

In this conception, the durations of individual eras grow up systematically with their age in the Phanerozoic-Late Proterozoic time-span (approximately: Kenozoic - 65 Ma, Mesozoic - 170 Ma, Paleozoic - 340 Ma, Late Proterozoic - 425 Ma), the growth quotient diminishing from Kz:Mz (2,5 approx.) to Pz:Pt₂ (1,2 approx.) and falling to 1,0 approximately for the eras older than Late Proterozoic which display almost equal duration (Middle Proterozoic - 800 Ma, Lower Proterozoic - 700-800 Ma, Late Archean - 900-1000 Ma, Katarchean - 1000 Ma). Similar relations can be observed at durations of the geosynclinal - tectogenic cycles: alpine - 260 Ma, Variscan - 310 Ma, Cadomian - 450 Ma, Karelian - 1000-1500 Ma approximately. (The duration of the Karelian cycle cannot be delimited with certainty in consequence of dubious tectogenic position of the Jotnian (molasse or platform stage); for analogous reasons, the dalslandian, belomorlian and belozerian cycles are not taken into consideration.)

The stratigraphical scheme reproduced in Table 1. may be taken as essentially agreed by most of the interested specialists, with an exception for the Early/Middle Proterozoic boundary, for which the age of 1600 Ma is preferred by some authors. This age corresponds to the "rapakivi" granitoid plutonism which may be taken for manifestation of the orogenic (subsequent) Karelian magmatism indicating the closing of the Karelian geosynclinal-orogenic cycle, and so it is to be considered, without doubt, as one of the most important turn-points of the Precambrian history. Consequently, the proposition by Sidorenko A.V. (1975₂) and other authors to use the age of 1600 Ma for the Early/Middle Proterozoic boundary is also justified. - To the above reasons for preferring the main compressional metamorphic foldings for the first-rank subdivision of the Precambrian I would only add that, when using the 1800 Ma boundary, the Precambrian time is divided more balancedly into time-spans of 1 Ga approximately. The smaller time volume of the latest, cadomian (assyntian) cycle (about 450 Ma) is in agreement with its general character being, in many aspects, more analogical to the Phanerozoic than to the earlier Precambrian cycles (see also the above remark about duration).

Thus, the question of the Early/Middle Proterozoic boundary may be reconsidered. In any case, the age of 1600 Ma will always remain as a boundary of the next lower subdivisions, if the age 1800-1900 Ma is generally agreed for the Pt₁/Pt₂ boundary.

With the second class of divisions (which may be referred to the "erathems"), the possibilities of the standard (general) geochronological Precambrian time-scale seem to be exhausted for a rather long future. Further subdivision is to be carried out in regional terms, the principles of which have been discussed in chapter 3 of the present contribution. Some examples are given in the following chapter.

5. EXAMPLES OF REGIONAL STRATIGRAPHICAL SUBDIVISIONS

5.1. Precambrian in younger Fold Belts: European Variscan Belt (IGCP Project N 22, Commission I). Classification: regional and local stratigraphic units. In the given case, under the term "region" the whole European Variscan belt is understood comprehending the Bohemian Massif-the German "horst mountains"-the Armorican and French Central Massifs-the Iberian (Hesperian) Massif. Consequently, by the term "regional stratigraphical units" the units available for the whole belt are denoted.

For parts of the region bound by major faults or other important geological boundaries, the term "area" is used in this contribution defined parts of areas are designated as "districts". Stratigraphical units limited to parts of the region (- to one or some few areas or districts) are classed as "local units". This classification will be applied also to other geological regions.

Lithological developments. - Four main developments defined as supergroups have been distinguished in the Precambrian fundament of the European Variscan belt: (1) the Brioverian (Barrandian), (2) the Moldanubian-Arvernian, (3) the Pentevrian, and (4) the Pyrenean development. (Only the first three developments are discussed here; for the 4th development I am referring to the papers by Guitard and Fontelles).

General agreement does not exist as far as the relations between the developments (1) (2) are concerned. Two principal models have been proposed. In one of them (model A), the two developments are taken for two individual "structural layers" representing two successive geosynclinal-tectogenic cycle (Kodým, von Bubnoff, Maska with Zoubek and other authors). In the other model (b), the two developments are taken for different facies of one single structural layer representing one single geosynclinal-tectogenic cycle. Irrespective of the different opinions concerning the mutual relation of the two developments, the lithological - lithostratigraphical properties and regional distribution of each of them show sufficient

particular characteristics to be designed as individual supergroups, in the sense of the definition proposed by H. Hedberg in 1972 for lithostratigraphic units.

On the other hand, the moldanubian and brioverian-barrandian developments are intimately associated; they are separated by no marked angular unconformity, sedimentation break, or transgression phenomena; moreover, they commonly have been affected by some important tectonic, metamorphic and plutonic events. Consequently, their geotectonic and stratigraphic individuality - even if based on many reasons - has been weakened by later processes and, therefore, is not acknowledged by all interested specialists. Thus, the two supergroups may be classed as one unit of a higher rank - a "complex" - for which the name "moldanubian-Brioverian complex" appears to be the most suitable. The thickness of the outcropping parts, approximately evaluated by synthesis and addition of data gained by individual observations: Brioverian-Barrandian supergroup - about 700 m (according to Holubec in 1966); Moldanubian supergroup - about 5000 m; Pentevrian supergroup - unknown.

1) Brioverian-Barrandian supergroup

By the term Brioverian, C. Barrois (1899) designated in the Armorican Massif the stratigraphical system older than the Cambrian. The term "Barrandian" is used in the Bohemian Massif for a complex comprehending the weakly metamorphosed Precambrian of the central-western area of the Bohemian Massif and the unconformably overlying Early Paleozoic sequences. For the Precambrian part, fully similar to the Brioverian in lithology, the composite term "Barrandian" (Upper Proterozoic) or "Barrandian Precambrian" is used. In connection with the term Brioverian, the restriction of the term "Barrandian" to its Precambrian part is unambiguously defined.

Synonyms for the Bohemian part: Bohemian Algonkian (Kettner, 1914), Upper Proterozoic (of the Tepla-Barrandian Region) (Maska, Zoubek, 1960), Barrandian Algonkian (Röhlich, 1962), Central-West-Bohemian Algonkian (Svoboda, 1966), the Plzen supergroup (Zoubek 1974₁). - The term "Algonkian" should be deleted as it has been abandoned even for the region-type in the Canadian Shield which, moreover, does not correspond exactly to the "bohemian Algonkian" in age.

2) Moldanubian-Arvernian supergroup

The name is derived from the term Moldanubicum proposed by F.E. Suess (1903) for the strongly metamorphosed complex penetrated

by frequent granite intrusions in the southern part of the Bohemian Massif and in its analogon in the French Central Massif ("noyau arverne" in the recent terminology). Similarly to the most of analogous terms, the stratigraphical interpretation and regional definition of the term Moldanubicum has changed in the course of time (even in later papers of the term's "father"). This is why some authors do not agree with its stratigraphical application. However, the region-type and the substantial (petrological) content of the definition remained as it was given by F.E.Suess. In this sense, the term remains to be generally used and no better term has been proposed.

The double-terms are proposed to emphasize the regional extension of the units; if simple terms would be preferred, the term Brioverian should be used for the first supergroup (the sequence being better chronologically defined in the Armorican Massif due to the lack of metamorphism in its more consolidated parts). For the other supergroup, the term Moldanubian should be chosen because of the priority of the name and elaboration of the lithological content (lithostratigraphical subdivision) of the supergroup in the Bohemian area.

The Late Proterozoic age is proved by geological, paleontological and geochronological (radiometric) methods for the upper part of the complex. In model A, the presumption of the Late Proterozoic age (1000-570 Ma approximately) for the whole Brioverian-Barrandian supergroup is substantiated by several rather well based, but not unequivocal and not uncontestable reasons according to Leutwein, and Zoubek (Zoubek, 1969, 1972, 1974₁₋₃). For analogical reasons, Middle Proterozoic age (1800-1000 Ma approximately) is presumed for the Moldanubian-Arversian supergroup.

The individuality of the Pentevrian is unequivocally proved by radiometric and lithologic methods and is manifested in tectonic, metamorphic and magmatic events. According to geochronologic data, the Pentevrian may be ranged with the Upper Archean (in the sense of the scheme Table 1). The Pentevrian rock association occurring in the western termination of the northern marginal zone of the European Variscan belt, is unique in the belt in question; the interpretation that it has been incorporated into the Variscan geosynclinal belt as a block of the Baltic shield is well justified.

Stratigraphical subdivision of the supergroups (1), (2) may serve as example of the application and combination of geotectonic and sedimentologic criteria on one hand, of regional and local stratigraphical categories on the other hand. In Table 3, the local units are marked by parantheses.

Table 3. Subdivision of the Brioverian-Barrandian supergroup: regional and some local units

areas			Bohemian Massif		Armorican Massif		
districts			Zelezné hory ^{a)}	Barrandian - southern flank ^{b)}	Northern Brittany and Normandy		
1	2	3a	3b				
Paleozoic	prevalently cadomian molasse	Cambrian C	at the C/O boundary sedimentation break in places				
			<p>shales, greywackes; at the basis quartzose sandstones, conglomeratic in places</p>	<p>subsequent volcanics, terrestrial molasse deposits, occasional marine transgressions with trilobite fauna</p>			
			inplaces, sedimentation break				
Late Proterozoic - Upper Proterozoic Pt ₃ 1000-570 Ma	Cadomian cycle: eugeosynclinal stage	Lower Brioverian group B ₁ pre-splittic series + splittic series ^{k)}	<p>"younger" spilite-keratophyre volcanics^{e)}</p> <p>"flyschoid" diastrophic deposits, combined with (presumed) glaciogenic events; alternation of: pelitic-aleuritic-psammitic beds and fine ("varvitic") rhythmites; turbidites; inlayers of polymictic non-classed "tilloid" conglomerates called "Dobříš conglomerates" in the Barrandian district</p> <p>(Litošice conglomerate; polymictic B₂^{d)})</p>		Brioverien supérieur	<p>"Etage" (formation) de la Laize: flyschoid deposits as in the Bohemian Massif; volcanic rocks?</p> <p>"Etage" (formation) de Grenville: conglomerates, polymictic; sandstones, greywackes</p>	
			<p>blackish tuffaceous slates and arkoses, silicified (lyditic) rocks, tuffaceous conglomerates</p> <p>tuffaceous rocks graphitic slates with pyrite (pyrrhotite) admixture</p>			<p>(Lečice member: black pyritic tuffaceous slates, silicified - B₁^{l)})</p> <p>(Dalve - Jílové spilite-keratophyre formation B₁^{l)})</p>	<p>correlative member: lower part of the "série de Binic" - volcanics</p> <p>"Etage" (formation) de Villiers-Fossard: "flyschoid" alternation of the psammitic and pelitic sediments, at the top rhythmites "varvoïdes", black pyritic shales</p>
			<p>graphitic slates, shaly greywackes; pyrite deposits; spilite-keratophyre volcanics; carbonate Fe-Mn-ore deposit in the lower part</p> <p>(Telčice conglomerate, polymictic, with tuffaceous cement - B₁^{T)})</p> <p>pelitic schists alternating with carbonatic greywackes; limestone inlayers; spilite tuffs</p> <p>Note: lower part of the sequence cut off in the south by the Zelezné hory fault, behind which is uncovered</p>			<p>Note: Lower part of the sequence cut off by the Závist thrust in the North; behind the thrust the Proterozoic rocks are covered by Ordovician sediments. In the northerly lying zone (district), thick (>5000m) eugeosynclinal sequence of argillitic, aleuritic and greywackeous rocks with inlayers of the splittic volcanics ampelitic, lyditic and very rare carbonatic rocks</p>	<p>"Etage" (formation) de Lamballe-de la lande des Vardes: greywackes, volcanic products, inlayers of limestone and lyditic rocks</p>
Middle (?) Proterozoic P ₂	Moldanubian cycle	Moldanubian - Arvernian supergroup			Brioverien inférieur	<p>"Etage" (formation) de Cesson - Locquirec: arkoses (alteration products of the Pentevrian socle), conglomerates; volcanics, prevalently keratophyric</p>	
		<p>?</p>				<p>in the South</p> <p>In the North-West sedimentation break metabasites, metapelites (alm.amph. facies), anatectites dioritiques, roches granitoides</p>	

Regional units. Definition of the units of the 3rd and 2nd ranks (groups - supergroups) is based on one and the same principle: the groups correspond to individual stages of the pertinent geosynclinal-tectogenic cycle classed as supergroups. The definition of both, supergroups and groups is based on combined tectogenic and sedimentologic events, tectogenic processes reflecting in the lithology of the pertinent deposits. The tectogenic events play, in both cases, a primordial and determining role. Both, the supergroups and groups fall into the same category of extension - they represent regional stratigraphical units. Consequently, the denominating of the supergroups and groups follows the same terminological principle, the names of groups being derived from the names of the supergroups. (The same is valid for the occasionally distinguished subgroups.) By forming the terminology in this way, the inconvenient, inperspicuous and undesirable increase and accumulation of local names is avoided. This mode of subdivision is already used in both, the Bohemian and Armorican areas where the subdivisions of the Upper Proterozoic complex - the (local) lower, middle and upper parts (called prespilitic, spilitic and post-spilitic "stage" viz. series in the Bohemian Massif) have been proposed (cf. Kettner, 1917; Cogné, 1972 and other authors). - The upper subdivisions have beheld their justification and definition to the present time; moreover, they proved to be correlative subdivisions valable for the whole region. Thus, the term "Upper Brioverian" may be proposed as appropriate for the pertinent regional group.

On the contrary, the lowest parts of the subdivisions have lost, in both areas, their signification and importance. In the "Lower Brioverian", the "étage d'Erquy" ranged with the Lower Brioverian by C.Barrois in 1938, shaken by Graindor (1957) and Cogné (1962, 1972), has been definitely removed from the Precambrian (dated as Ordovician) by Hameurt (1974). The "étage de Cesson-Loquirec" left as the only contents of the "Lower Brioverian" cannot be reasonably located into the same rank with the (original) upper and middle subdivisions, as far as its individuality, genetical and material importance in concerned. Its thickness ($n.10^0$ - $n.10^2$ meters) is in no reasonable relation to the thickness of the two other divisions ($n.10^3$); still worse is the time-relation (duration), as the coarse-grained terrigenous deposits + volcanics accumulated much more rapidly than the finer sediments of the overlying Middle Brioverian. From the quoted papers may be taken that. The extension of the

"étage de Cesson-Lecquirec" is purely local, limited to the north-western margin of the Cadomian geosyncline, and is to be considered a local facial development; the characteristic "transgressional" lithology is evidently the consequence of the litoral sedimentation conditions resulting from the uplifting and emerging of the Pentevrian block (from which the basal Brioverian sediments have been separated by an important sedimentation break comprehending the whole of the Middle + Early Proterozoic or an important part of them; consequently the transgressional facies has not developed in the by far prevalent part of the region where the beginning of the Brioverian-Barrandian sedimentation has not been preceded by the "orogenic" movements of the uncomplete moldanubian socle where the morphological individualization of mountain chain did not take place. The "étage de Cesson-Locquirec" differs lithologically from the overlying "Middle Brioverian" sequences by coarser sedimentation, but the initial volcanism is already well developed, the same as in the overlying sequences. The boundary with the "middle Brioverian" is purely conventional, the rocks of the two subdivisions passing one into another without any observable boundary. From all this it follows that the "étage" of Cesson-Locquirec (1) should not be considered a stratigraphical unit but a local lateral-facial development; (2) is to be adjoined to the "Middle Brioverian" as a local facial development of its basal rocks.

We meet an analogous situation in the Barrandian area where also the lower (pre-spilitic) division has lost its individuality and substantiation. The emphasized difference in metamorphism proved to be the result of a normal metamorphic zonality, while the metamorphic zones do not correspond to the stratigraphic units (the P-T-conditions changing also laterally, in one individual stratigraphic unit); the initial spilitic volcanism is well developed also in the "pre-spilitic series" (the amphibolites). No structural or lithological or any other observable boundary exists between the "pre-spilitic" and "spilitic" sequences.

Thus, the threefold stratigraphical subdivision of the Brioverian-Barrandian supergroup is to be abandoned in both, the Brioverian and Barrandian areas and replaced by the twofold subdivision joining the middle and lower "series" into one, the "Lower Brioverian group".

Local units. The 4th and 5th ranks of units - formations and members - are defined by their lithologic character; in this case, the tectogenic events play a subordinate and not clearly defined role. They fall into a lower category of units being of local (and

not regional) extension. Thus, they are distinguished by local names. (In some cases, appropriate local names have not yet been proposed; then, the descriptive names generally used so far have been left as provisional denominations; they should be substituted by local names, in agreement with the principles proposed by the I.S.S.C.).

A simplified regional stratigraphical column of the Upper Proterozoic in European Variscan region comprehending, besides the regional lithostratigraphic units, the local stratigraphic units of three different areas of the region, is presented in Table 3.

I have tried to demonstrate some general problems of stratigraphy and correlation of Precambrian complexes in younger fold belts using the Upper Proterozoic sequences as examples. Now, I would but shortly mention some other Precambrian complexes emphasizing some general similarities and differences when compared with the Brioverian-Barrandian supergroup. When doing this, I shall again restrict myself to some facts, conditions and events which seem to be of interest from the general viewpoints of classification, terminology and methods in stratigraphical subdivision of the Precambrian complexes.

Analogically to the Brioverian, two main development stages may be distinguished in the Moldanubian supergroup - the eugeosynclinal stage with an important initial-volcanic activity, and the "fly-schoid" miogeosynclinal stage where initial volcanics are lacking. In contradistinction to the Brioverian, an initial-volcanic formation of very characteristic specific composition occurs in the middle of the moldanubian eugeosynclinal sequence - the leptynitic ("granulitic") formation consisting of contrasting metamorphic volcanic rocks of rhyolitic, trachydacitic, basaltic and peridotitic nature. This formation is largely distributed - almost omnipresent, though very variable in thickness; the important thickness of more than 2000 m corresponding to the volcanic centres may reduce in a short distance to some few tens of meters. But, almost in the whole extent of the Moldanubian supergroup, at least a thin (tuffaceous) representative of the leptynitic formation may be found, representing a characteristic marker horizon. For these and other reasons, a threefold subdivision of the Moldanubian supergroup into the "monotonous", "variegated" and "flysch" groups is generally used. The lower part of the Moldanubian supergroup was subdivided into two groups ("series" in Czech terminology) - the lower "monotonous group" consisting of monotonous alternation of (meta) pelitic and (meta)-greywackeous rocks poor in other inlayers, and the upper

"variegated group" strongly differentiated in lithology (e.g. the stratigraphic column presented, by Zoubek, 1965, 1972, 1974₁). However, it may be advantageous to keep, if possible, a uniform regional-stratigraphical model of subdividing the Precambrian complexes. Thus, the twofold model should be applied also for the subdivision of the Moldanubian supergroup. In this way, the stratigraphical scheme so far used should be redenominated as shown in Table 4 (the sequence of units being left unchanged as presented in l.c.). Tables 3 and 4, when compared with each other, show that the lithologic development of the Moldanubian supergroup allows to subdivide it even to formations as regional (not only local) units, in spite of the less defined general (standard) stratigraphical position of the Moldanubian. Unlikely to this, in the geochronologically well defined Brioverian, this 4th class of lithostratigraphic units is but of a local importance. The more detailed regional subdivision of the Moldanubian is due to a volcanic event of the "leptynitic formation"; this again demonstrates the importance of initial volcanism for the (litho) stratigraphic subdivision of the biostratigraphically and geochronologically "mute" sequences.

RIPHEAN OF THE SOUTH URALS

By the thorough elaboration of the Urals' Proterozoic stratigraphy, the term Riphean has been introduced into the stratigraphy as one of the correlative types of the Proterozoic eonothem. I am referring in the following remarks to the stratigraphical columns presented in Figures 1 and 2 of the Guidebook of the Bashkirian excursion (Guidebook..., 1975). The stratigraphy proposed here represents a happy synthesis of results achieved by combination of biostratigraphic, lithostratigraphic, chronostratigraphic, structural-tectonic, paleogeographic and paleoclimatic methods, the chronostratigraphic data providing the fundamental time-net for global correlation, the biostratigraphic methods - the guide horizons, the tectonic events - the boundaries of major subdivisions, the lithologic methods - the detailed regional stratigraphical subdivisions (formations, members).

In my opinion, the elaboration of the Riphean stratigraphy matured so far that it is not necessary any more to use a specific "regional" classification of the defined units ("protoerathem", "proto-system"); at least, the units of the highest rank may be designated by standard terms (leaving out the prefix proto-). To the units of lower ranks, the terminology proposed by the ICSC for the lithostratigraphic units may be applied.

Table 4. Stratigraphic scheme of the Moldanubian supergroup

1			2		3	4	5	6	
a	b	c	a	b					
eugeosynclinal stage (Lower Moldanubian group M_1)			organogenious form. $M_1^3(c)$ vacant		metapelites, metagreywackes	quartzites; other inlayers very rare or lacking	2000 m(?) — upper boundary not preserved (not uncovered)	epidote-amphibolite facies (biotite-muscovite mica-schists)	
vacant			leptynitic formation $M_1^2(a)$ Klet formation (b)						
miogeosynclinal stage (fliesch) Upper Moldanubian group M_2 Kaplice group			"monotonous formation" M_1^1		at the top, in places, rare and thin carbonatic and/or graphitic interlayers; ultrabasic rocks (serpentinites, often pyrope-bearing) frequent; metabasic rocks (amphibolites) — in places, pelitic admixture more important	carbonatic rocks: calcitic and dolomitic marbles, calcsilicate rocks (meta-marls), graphite beds, metabasites, + ultrabasites	100 — 1000 m		
			meta-pelites, meta-greywackes		$M_1^{1'}$ carbonatic and metabasic + ultrabasic inlayers rare	$M_1^{1''}$ metabasites and quartzites more frequent	50—2000 m	3000 m (?), bottom not known	prevalently almandine-amphibolite facies passing in places into amphibole-granulite facies (sillimanite gneiss cordierite gneiss etc.) subordinately epidote-amphibolite facies (biotite-muscovite mica-schists etc.)

In the sense of Table 2 of the present contribution, the "Upper Riphean" taken together with the "Terminal Riphean" should be designated as the Upper Proterozoic erathem (Pt_3), timed 570 to (approximately) 1000 Ma. The two subdivisions (designated as "Terminal" and "Upper Riphean") may be designated as systems. The proposition of the Soviet authors to correlate the "Terminal Riphean" with Vendian Eocambrian is well based on geochronological, geotectonical, climatic and other data; the term Vendian, geochronologically defined 570-670 Ma (proposed symbol: V) may be accepted for a system of the standard stratigraphical scale. An appropriate name should be agreed upon for the lower system (1000-670 Ma); the two systems can be designated as the upper and lower subdivisions of the Upper Proterozoic ($Pt_3^2 = V$, and Pt_3^1 respectively).

A general feeling prevails that, consequently to the above mentioned and other facts, the South Urals' Riphean may serve for a stratotype of the Proterozoic eonothem, at least for its upper and middle subdivision. It displays many qualities on which some problems specific for the Precambrian stratigraphy and possible ways leading to the solution of the problems can be demonstrated.

The Grenvillian tectogenesis (dated in the region-type 1050 ± 50 Ma) proposed for the lower boundary of Pt_3 (chapter 4) is well expressed by folding of the next lower (older) subdivision, by unconformity, important denudation (reaching in the area studied to the sequences dated 1260 Ma), by sedimentation break and lithology of the basal deposits typical of transgression. The thick (1400-2300 m) basal conglomeratesandstone sequence accumulated during a relatively short time of some millions or first tens of millions of years according to the experience gained in well dated Phanerozoic sequences. Thus the beginning of the transgression may be estimated by the "Grenvillian" age to 1000 Ma approximately. It is not without interest that the "Grenvillian revolution" is expressed also in the development of organic life by an abrupt change in the stromatolite assemblages. This important statement (Guidebook..., 1975) is also in agreement with (or, at least, is not controversial to) the conception of the Grenvillian events as manifestations and marks of a high-rank stratigraphical boundary. Radiometric dating of the uppermost sequences of the "terminal Riphean" (570 Ma for the Basa formation) corresponds to the provisionally agreed Precambrian/Cambrian boundary.

The boundary between the two subdivisions of the Upper Proterozoic erathem is well documented geochronologically (670 Ma for the basal "Uk formation") and paleontologically, by stromatolites (Li-

nella ukka in the upper subdivision, *Gymnosolen ramsayi* and *Minjaria uralica* in the lower subdivision - "subsystems" in the proposed regional terminology). Thus, the two subdivisions of the Upper Proterozoic erathem can be classed as systems.

The mentioned subdivisions may be easily correlated with the individual development stages of the pertinent geosynclinal-tectogenic cycle. In the lower part of the Urals' Proterozoic Pt₁³ (the "Upper Riphean protosystem" in the regional terminology), no initial volcanics occur in the studied Bashkirian region but, from the stratigraphically correlative sequences in the regions laying more to the east, basic initial volcanics are reported. Thus, the Urals Pt₃ ("Upper Terminal Riphean") may represent a complete geosynclinal-tectogenic cycle correlative with the Cadomian (Baikalian, Assyntian) cycle in other regions. The lower subdivision Pt₁³ ("Upper Riphean") may correspond to the initial ("eugeosynclinal") stage; the upper Vendian subdivision Pt₂³ - the "Terminal Riphean" or its "Asha" part (formation) may correspond to the "orogenic", "inversion" stages (molasse - Беккер 1968, or flysch and molasse - Келлер 1963).

Thus, the Soviet geologists when elaborating the Riphean stratigraphy have shown that it is possible to elaborate detailed stratigraphical columns of the Precambrian complexes when applying methods and procedures proved in the Phanerozoic stratigraphy. In the end I should add that the above remarks follow strictly the schemes presented by the Soviet specialists in the quoted Guide book (1975); only some alternations in the classification and (general) terminology are proposed here.

REFERENCES

- B a r r o i s C., 1899. Brioverian System. In: Sketch of the geology of Central Brittany. - "Proc. geol. Ass.", vol. XVI.
- C o g n é J., 1962. Le Briovérien, esquisse des caractères de l'Antécambrien récent dans le Massif Armoricaïn. - "Bull. Soc. Belge Géol. Pal. Hydr.", 73, 222.
- C o g n é J., 1972. Le Briovérien et le cycle orogénique cadomien dans le cadre des orogènes fini-précambriens. In: Les corrélations du Précambrien, Agadir-Rabat, 3-23 mai 1970. Ed. du Serv. géol. du Maroc, Rabat et du C.N.R.S. Paris.
- F i a l a F., S v o b o d a J., 1965. The Problem of the Subcambrian glaciation in Zelezné hory (eastern BohemiaU. - "Sbor. UUG", 22, 257. Praha.

- Gerling E.K., Kratz K.O., Lobach-Zhuchenko S.B., 1968. Precambrian geochronology of the Baltic Shield. In: IGC, Rept. 23rd Session, Sect. 4.
- Graindor M.J., 1957. Le Briovérien dans le nord-est du massif Armoricaïn. - "Mém. Expl. Carte géol. Fr.", Paris.
- Guidebook of the excursion in Bashkiria, 1975. In: Guidebook to the excursions to Symposium Correlation of the Precambrian. Moscow.
- Hameurt J., 1974. Le Briovérien inférieur et la limite Briovérien-Pentévrien: problèmes actuels. In: P.I.C.G., Précambrien des zones mobiles de l'Europe, Conférence Liblice, 1972. Inst. géol. de l'Acad. Tchécosl. des Sci. Praha.
- Harland W.B., 1974. The Pre-Cambrian - Cambrian boundary. In: Cambrian of the British Isles, Norden and Spitsbergen, editas C.H.Hollands et al. London.
- Harland W.B., 1975. The two geological time scales. - "Nature", 253, N 5492, 505.
- Kettner R., 1917. Versuch einer stratigraphischen Einteilung des böhmischen Algonkiums. - "Geol. Rdsch.", 8, H. 5/8.
- Kodym O., 1966. Moldanubicum. In: Svoboda J. et al., Regional geology of Czechoslovakia, I. Praha.
- Kratz K.O., Zhuchenko S.B., 1974. Geological and geochronological boundaries in the Precambrian of Baltic Shield. In: IGCP, Précambrien des zones mobiles de l'Europe, Conférence de Liblice, 277, Inst. géol. de l'Acad. Tchécosl. des Sci. Praha.
- Maska M., Zoubek V., 1960. Area of the Variscian intermontane block. In: Maska M., Matejka A., Zoubek V. (edit.) at al., Tectonic development of Czechoslovakia. Praha.
- Rankama K., 1970₁. Proterozoic, Archean and other weeds in the Precambrian rock garden. - "Bull. Geol. Soc. Finland", 42, 211.
- Rankama K., 1970₁. Global Precambrian stratigraphy: background and principles. - "Scientia", vol. CV, N. DCIC-DCC, Milano.
- Röhlisch P., 1962. Prehled geologických vyzkumu barrandienského algonkia. - "Knih. Ustr. Ust. geol.", 39. Praha.
- Röhlisch P., Fediuk F., 1964. Geologisches Profil des Algonkiums im Barrandium südlich von Prag (Exkursionsführer). Praha.
- Suess F.E., 1903. Bau und Bild der Böhmischen Masse. Wien.
- Svoboda J., 1966. The Barrandian Basin. In: Svoboda J. et al., Regional Geology of Czechoslovakia I, The Bohemian Massif, Praha.

- Z o u b e k V., 1946. Remarques sur le problème des skarns, des leptynites et des gisements de graphite de la Bohême méridionale. - "Sbor. SGR", XIII. Praha.
- Z o u b e k V., 1948. Remarks on the geology of crystallinum of the Bohemian Mass. - "Sbor. Ustr. Ust. geol.", 15, 339. Praha.
- Z o u b e k V., 1965. Moldanubikum und seine Stellung im geologischen Bau Europas. - "Freib. Forschungsh.", C 190, 129.
- Z o u b e k V., 1972. Quelques problèmes et résultats de la corrélation géologique du socle précambrien de l'Europe varisque et alpine. In: Les corrélations du Précambrien, Agadir-Rabat 3-23 mai 1970. Ed. du Serv. géol. du Maroc, Rabat et du C.N.R.S. Paris.
- Z o u b e k V., 1974₁. Remarques sur le Précambrien des zones mobiles de l'Europe Centrale et Occidentale. In: P.I.C.G. - Précambrien des zones mobiles de l'Europe, Conférence Liblice, 1972, Inst. géol. de l'Acad. Tchecosl. des Sci. Praha.
- Z o u b e k V., 1974₂. Magmatisme initial - un moyen important pour développer la lithostratigraphie et corrélation des complexes azoïques. In: P.I.C.G. - Précambrien des zones mobiles de l'Europe, Conférence Liblice, 1972, Inst. géol. de l'Acad. Tchecosl. des Sci. Praha.
- Z o u b e k V., 1974₃. Ouverture et introduction. In: P.I.C.G. - Précambrien des zones mobiles de l'Europe, Conférence Liblice, 1972, Inst. géol. de l'Acad. Tchecosl. des Sci. Praha.
- Б е к к е р Ю.Р., 1968. Позднедокембрийская моласса Южного Урала. Л., "Недра".
- Г е р л и н г Э.К., М о р з о в а И.М., С п р и н ц о н В.Д., 1968. Древнейшие породы Балтийского щита. - В кн.: МГК, 23-я сессия, Доклады советских геологов. Проблема 4. М., "Наука".
- Г и л я р о в а М.А., 1974. Стратиграфия, структуры и магматизм докембрия восточной части Балтийского щита. Л., "Недра".
- Ж а м о й д а А.И., ред., 1965. Стратиграфическая классификация, терминология и номенклатура. Л., "Недра".
- Ж а м о й д а А.И., К о в а л е в с к и й О.П., М о и с е е в а А.И., 1969. Обзор зарубежных стратиграфических кодексов. М., "Наука".
- Ж а м о й д а А.И., ред., 1972. Основные положения проекта стратиграфического кодекса СССР. Л., "Недра".
- К е л л е р Б.М., 1963. Общие вопросы строения верхнего докембрия. Стратиграфия СССР, Верхний докембрий. М., "Недра".

- К р а т ц К.О., ред. 1972. Геохронологические рубежи и геологическая эволюция Балтийского щита. Л., "Наука".
- С е р г е е в а К.И., 1971. Стратиграфия верхнепротерозойского осадочного комплекса Кольского полуострова. - В кн.: Стратиграфия и изотопная геология восточной части Балтийского щита. Л., "Наука".
- С и д о р е н к о А.В., ред., 1975. Проблемы осадочной геологии докембрия. М., "Недра".
- С и д о р е н к о А.В., 1976. Проблемы литологии докембрия и полезные ископаемые. - "Вестн. АН СССР", № 1.

Л.Н.Б е л ь к о в а, В.Н.О г н е в (СССР)
ЭТАПЫ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ И КОРРЕЛЯЦИЯ
НИЖНЕГО ДОКЕМБРИЯ СРЕДНЕЙ АЗИИ

L.N.B e l k o v a, V.N.O g n e v (USSR)
EARLY PRECAMBRIAN SEDIMENTATION STAGES IN MIDDLE ASIA

In the geological history of the early Precambrian three prolonged sedimentation stages can be distinguished: Archean, early Proterozoic and middle Proterozoic, which have been interrupted by short epochs of tectono-magmatic activity and regional metamorphism. The historical-geological complexes of metamorphic rocks, separated by regional discontinuities are witnesses of these sedimentation stages. Each complex has specific lithological and petrographical characteristics and specific features of regional metamorphism, structure, and magmatism.

The analysis of polymetamorphism and its "removal" and lithological features allow to reconstruct the original nature of the complexes and the environment of their formation.

The Archean stage was characterized by the deposition of thin-bedded and rhythmically bedded clastic and chemogenic sediments: sands, silts, clays, clayey carbonates, carbonates, flints, salines, etc., which were deposited in shallow sea, in variable and dynamic environment. The source areas were flat-topped mainland elevations, built up by rocks of the "basaltic" layer. Erosion and redeposition of a residual material and sedimentary differentiation of this material have resulted in the diversity of composition of the sediments.

At the end of the Archean the sedimentation was concluded by the formation of the folded structure of sedimentary strata in combination with the intense regional metamorphism and ultrametamorphism. As a result, the Archean crystalline pararock assemblage of high-rank regional metamorphism (granulite, amphibolite, eclogite facies) originated, i.e. gneisses, amphibolites, schists, marbles, calciphyres, eclogites, and ultrametamorphic formations - migmatites, anatectites, rheomorphic granitoids. All the diversity of crystalline rocks and ultrametamorphic formations was determined by different composition of the original bedded sedimentary deposits.

Characteristic of the Archean crystalline assemblages are the bedding determined by the thin and rhythmical intercalation of rocks of different composition and other lithological indications of their sedimentary origin. Due to the isochemical nature of regional metamorphism the beds were not deprived of their individual features of composition during the recrystallization.

The early Proterozoic sedimentation basins were situated in the regions that in Archean time represented the source areas. Uplift of the mainland composed of Archean crystalline rocks was slow, and the sedimentary basins were filled mainly with finegrained clastic material and products of deep chemical weathering. The sediment composition and such lithological features as fine rhythmical bedding accompanied by the presence of non-rhythmical sedimentary deposits, represented by monomineral quartz sands, clayey, clayey-carbonate and carbonate rocks, show the further stabilization (in comparison with the Archean) of tectonic regime.

By the end of the early Proterozoic the sedimentation was again interrupted by the epoch of folding and intermediate-rank regional metamorphism. The crystalline rock assemblage arised at the expense of sedimentary rocks. It was composed of quartzites, marbles, amphibolites, carbonaceous-ferruginous-quartzose rocks, etc.

The formation of a system of deep faults and the emplacement of associated basic and ultrabasic rocks took place in early Proterozoic time.

The middle Proterozoic sedimentation stage was marked by the peneplanation of continents and establishment of a platform regime. In the shallow epicontinental seas of Middle Asia a thin dolomite and limestone formation accumulated, bearing the intercalations of finegrained terrigenous-chemogenous material.

In the Riphean the middle Proterozoic platform was broken up along the inherited faults and Middle Asia's territory passed into the taphrogenic stage of development, and with the beginning of the Phanerozoic, to the regime of a normal geosyncline.

Archean, early and middle Proterozoic assemblages are distinguished throughout the Middle Asia (and far beyond this area) by the persistence of composition, regional metamorphism ranks, and tectonics. Their limits, marked by regional unconformities and sharp changes in intensity of regional metamorphism, corres-

pond completely to the geochronological scheme of distribution of planation surfaces and weathering crusts upon the Precambrian shields of the world proposed by A.V.Sidorenko and V.M.Chayka. It is the evidence of the world-wide synchronism in sedimentation stages, regional metamorphism epochs and folding in the early Precambrian.

The results of the study of the Precambrian in Central Asia show that the historical-geological principle of subdivision and correlation of the early Precambrian from the point of view of sedimentary geology is the leading one at the present state of knowledge.

В геологической истории раннего докембрия Средней Азии выделяются три длительных этапа осадконакопления - архейский, раннепротерозойский и среднепротерозойский, которые прерывались сравнительно кратковременными эпохами регионального метаморфизма и складчатости.

Свидетелями этих этапов и эпох являются историко-геологические комплексы метаморфических горных пород, разделенные регионально выдержанными несогласиями и характерные особенностями состава, тектоники, регионального метаморфизма. Эти комплексы, как и их характерные особенности, отличаются исключительной выдержанностью не только в Средней Азии, но и на сопредельных территориях, что дает возможность уверенно сопоставлять и коррелировать метаморфические комплексы докембрия в Средней Азии.

Анализ процессов полиметаморфизма нижнедокембрийских толщ и снятие метаморфизма, в сочетании с анализом реликтов первичных структур, текстур, минерального состава и других литологических признаков первичных пород, позволяют реставрировать первичные формации и условия их образования.

Это возможно благодаря тому, что региональный метаморфизм - процесс изохимический, происходящий в закрытой системе, без привноса вещества извне и без миграции его из слоя в слой.

Метаморфическая дифференциация при перекристаллизации даже самой высокой степени регионального метаморфизма (гранулитовой, амфиболитовой, эцлогитовой фаций) не уничтожала первично-слоистого строения толщ и индивидуальности состава каждого слоя. Она происходила внутри слоев и прослоев разного литологического состава, не выходя за пределы даже самых тонких прослоев.

В природных разрезах всех архейских толщ Средней Азии мы наблюдаем многократное тонкое и обычно ритмичное переслаивание кристаллических пород разного состава, с разными минеральными пара-

генезисами — гнейсов, кристаллических сланцев, амфиболитов, кадьцифиров, мраморов, эцлогитов, кварцитов и других, что обусловлено геохимическим характером регионального метаморфизма, зависимостью минерального состава кристаллических пород от валового состава исходных первичных пород слоистых осадочных толщ.

Метасоматов при региональном метаморфизме имел весьма ограниченные масштабы, он возникал лишь в связи с анатексисом и без миграции на значительные расстояния даже таких легкоподвижных компонентов, как щелочи. Этот вывод не распространяется на локальные формы метаморфизма (гидротермальный, гидротермально-метасоматический, связанный с вулканизмом и интрузивной деятельностью, циркуляцией гидротерм в зонах глубинных разломов), т.е. на процессы, протекающие в открытых и полукрытых системах и сопровождающиеся подвижностью и миграцией компонентов. Таким образом, зависимость состава кристаллических пород от состава исходных в сочетании с реликтами литологических признаков и геологических особенностей (тонкопластовая форма, многократное и ритмичное переслаивание, присутствие окатанного циркона, рутила и другие признаки осадочного происхождения) позволяет восстановить осадочную природу кристаллических пород высокой ступени регионального метаморфизма (гранулитовой, амфиболитовой, эцлогитовой фаций), их первичный литологический состав и наметить условия их образования.

Для архейского этапа характерно накопление преимущественно обломочных и хемогенных осадков большой мощности (6–9 км в Тянь-Шане, до 15 км на Памире).

В результате архейского осадконакопления возникла формация терригенного и терригенно-карбонатного состава, ритмичного строения, состоящая из песчано-алевроитовых, глинистых, глинисто-карбонатных осадков. Хемогенные образования — высокоглиноземистые, карбонатные, кремнистые — в Средней Азии имеют подчиненное значение. Повсюду характерно ритмично-слоистое строение толщ с мощностью ритмов от 0,5–1 см до нескольких десятков сантиметров (свита куйлю, атбашинская, каргитская, каракульджинская, бессавская, каратегинская и другие свиты). Эта флишеидная формация накапливалась в обстановке мелководья и малых скоростей дифференциальных движений на фоне общего погружения областей седиментации.

Бассейны были обширны, ветровая динамичность водной среды обеспечивала широкий разнос материала и выдержанность горизонтальной слоистости местами в сочетании с косо слоистой. Областями сноса служили выступы суши, сложенные породами "базаль-

тового" слоя. Конкретная география архейских областей сноса не ясна, но можно предполагать, что они располагались на территории, занятой позднее нижнепротерозойскими и рифейскими отложениями. Периодически поднимавшийся равнинный рельеф суши благоприятствовал формированию площадной коры выветривания. Смысл и переотложение этой коры и осадочная дифференциация обусловили все разнообразие состава осадков и на дне бассейнов.

Формационный анализ первичных образований дает основания предполагать, что в Средней Азии в течение архейского этапа тектонические движения отличались медленностью, отсутствием разломов, вследствие чего в разрезе первичных отложений редки грубообломочные и отсутствуют вулканогенные породы. Малая контрастность строения земной коры и равнинность ее рельефа не благоприятствовали образованию разломов и вулканической деятельности. Вулканическая деятельность в Средней Азии началась в рифее.

В конце архейской эры осадконакопление сменилось эпохой интенсивного регионального метаморфизма в сочетании с региональным ультраметаморфизмом и формированием складчатой структуры типа обширных куполов.

Региональный метаморфизм архейской эпохи и ультраметаморфизм происходили одновременно и в одном интервале термодинамических условий. Наиболее благоприятные слои и прослои частично или полностью расплавились, образовывали мигматиты, анатектиты, а в случаях расплавления значительных масс, гомогенизации и перемещения в соседние участки образовывались реоморфические гранитоидные тела.

В результате архейской эпохи регионального метаморфизма за счет архейского осадочного комплекса сформировался комплекс кристаллических пород и ультраметаморфических образований (комплекс кристаллических пород высокой степени — гранулитовой, амфиболитовой и эклогитовой фаций, с мигматитами, анатектитами и реоморфическими гранитоидами).

Все кристаллические породы архейского комплекса являются изофациальными, они возникли в одинаковых или близких термодинамических условиях. Разные минеральные парагенезисы пород внутри комплекса обусловлены разным составом исходных пород. Таким образом, равнообразный состав первичных пород осадочного комплекса архея обусловил все разнообразие кристаллических пород и ультраметаморфических образований.

Первично-осадочное происхождение в Средней Азии имеют амфиболиты и эклогиты, которые многократно, тонко и ритмично пере-

слаиваются с мраморами, кальцифирами и другими типичными породами, содержат графит биогенного происхождения, окатанные зерна циркона, рутила и образовались за счет слоев и прослоев глинисто-карбонатных осадков, среди которых, надо думать, были слои с глинистыми минералами разнообразного состава и разного количественного соотношения глинистых минералов и карбонатного вещества.

Итак, в результате архейской эпохи регионального метаморфизма за счет осадочного комплекса архея возникла метаморфическая формация кристаллических пород высокой степени. Разные минеральные парагенезисы (метаморфические фации - гранулитовая, амфиболитовая, эклогитовая) внутри этой метаморфической формации обусловлены разным составом исходных пород.

Вообще архейский историко-геологический комплекс характерен своими особенностями литолого-петрографического состава, тектоники, регионального метаморфизма и ультраметаморфизма, которые отличают его от всех других более молодых комплексов докембрия. Эти особенности архейского комплекса отличаются выдержанностью не только на территории Средней Азии, но и, как показывает анализ литературы, далеко за ее пределами, что дает возможность коррелировать архейский историко-геологический комплекс на всех континентах земного шара.

О своеобразии и неповторимости условий архейской эпохи регионального метаморфизма и о том, что архейский комплекс был сразу интенсивно метаморфизован, впервые была высказана мысль В.И.Вернадским (1939).

Поднятие консолидированных областей архейских толщ послужило на начало раннепротерозойского этапа развития процессов осадконакопления. Области раннепротерозойского осадконакопления стали служить бывшие архейские области сноса. Границами областей поднятия и погружения этого этапа в Средней Азии чаще являлись глубинные разломы, возникновение которых в земной коре, по-видимому, надо относить к рубежу архея и раннего протерозоя, поскольку крупные разломы планетарного и глубинного типа не характерны для складчатой структуры архея и обычно наложены на нее дискордантно. Известен только случай в Куруктаге (Восточный Тянь-Шань), где нижний протерозой налегает с резким угловым несогласием на окраину Таримского массива архейских пород.

Медленность поднятия раннепротерозойской суши, сложенной кристаллическими породами архея, обусловила снос в седиментационные депрессии преимущественно тонкообломочного материала и продуктов

химического разложения пород. Нижний протерозой Средней Азии представлен кварцитами, слюдисто-кварцевыми сланцами, амфиболитами, мраморами, слюдистыми мраморами, углеродисто-железисто-кварцевыми породами, к которым приурочено осадочное оруденение железа (железистые кварциты и стратиформное серноколчеданное оруденение). Последнее приурочено к темным слоям, содержащим значительное количество углеродистого вещества органического происхождения.

Литологический состав нижнепротерозойского осадочного комплекса свидетельствует о том, что он образовался за счет накопления продуктов главным образом химического выветривания. Свообразной чертой разреза нижнего протерозоя является ассоциация тонкослоистых ритмичных отложений с толщами неритмичных слоистых кварцевых песков при относительном обилии толщ чисто карбонатных пород (особенно в разрезах Куруктагском и Макбальском), являющихся признаком стабилизации тектонического режима. В областях сноса раннепротерозойского этапа в условиях малоподвижной, слабо расчлененной суши была, очевидно, развита мощная площадная кора выветривания, дававшая материал в бассейны седиментации.

Ранний протерозой Средней Азии завершился эпохой регионального метаморфизма средней ступени без широкого проявления ультраметаморфизма, складчатостью, формированием глубинных разломов и связанных с ними интрузий основного и ультраосновного состава.

Тектоника кристаллического комплекса нижнего протерозоя имеет свои специфические особенности, отличные от купольных структур архея. Линейные структуры обусловлены жесткими рамами архейских толщ, в окружении которых развивались раннепротерозойские прогибы.

Эпоха тектоно-магматической деятельности конца раннего протерозоя привела к поднятию и глубокой площадной денудации, превратившей территорию Средней Азии в пенеплен, который в среднем протерозое был частично занят эпиконтинентальными морскими бассейнами. Этот процесс пенепленизации широко проявлен в Евразии и на других континентах.

В мелких эпиконтинентальных морях Средней Азии накоплялась относительно маломощная (400–500 м) формация доломитов и известняков, с прослоями тонкозернистого терригенно-хемогенного состава, залегающая несогласно на архейских и нижнепротерозойских породах, покрытых корой выветривания. В Средней Азии предсредне-

протерозойская кора выветривания известна пока лишь в Большом Каратау.

Среднепротерозойский комплекс метаморфизован вместе с рифейским комплексом в низкой степени регионального метаморфизма (филито-зеленосланцевая ступень), по характеру складчатости он также близок к рифейскому комплексу, но по условиям седиментации и ярко выраженному платформенному характеру отложений существенно отличается как от более древних, так и от более молодых комплексов.

Итак, все три историко-геологических комплекса - архейский, ниже- и среднепротерозойский - в Средней Азии имеют свои характерные отличительные особенности: состава, регионального метаморфизма, тектоники, магматизма, металлогении и др. Особенности состава комплексов обусловлены специфическими условиями осадконакопления каждого этапа и следующими за ними эпохами регионального метаморфизма, складчатости, магматических проявлений и др.

Этапы осадконакопления и эпохи регионального метаморфизма и складчатости, выделенные нами в Средней Азии, имеют значение не только для Средней Азии, но и в более широком плане. Они хорошо сопоставимы с геохронологической схемой размещения поверхностей выравнивания в докембрии на шитах всего земного шара, данной А.В.Сидоренко и В.М.Чика (1970), что свидетельствует о глобальности этапов осадконакопления, о глобальности главных эпох регионального метаморфизма и сопряженного с ним диастрофизма, формирования поверхностей выравнивания и т.д. Все это свидетельствует о правомерности и надежности корреляции раннего докембрия как в пределах среднеазиатского региона, так и в более широких масштабах.

Историческая смена формирования метаморфических комплексов отражает эволюцию геологических процессов докембрия - осадконакопления, регионального метаморфизма, тектоники, магматизма, металлогении.

Существование трех разновозрастных метаморфических формаций, различающихся интенсивностью теплового по своей природе регионального метаморфизма, свидетельствует об эволюции теплового режима Земли. Каждая эпоха регионального метаморфизма (эпоха минералообразования по А.И.Тугаринову, 1956) характеризовалась мощным подъемом тепла из недр. При этом наиболее высокие температуры прогрета земной коры были в конце архея (650-750⁰С и выше), а каждая последующая эпоха была характерна все более низкими пределами температур (в конце раннего протерозоя - до 650⁰, в ри-

фее - до 450°). Эти температурные подъемы, пики, сменялись резкими спадами температур, отражая общую волнообразную убыль земного тепла на протяжении докембрийской истории (Белькова, Огнев, 1970).

Природа этого теплового режима Земли в настоящее время не имеет всестороннего обоснованного объяснения. В.И.Вернадский (1939) говорил об отмирании радиогенных источников тепла в конце архейской эры. Сейчас выявлены радиогенные и другие (гравитенные, ротационногенные) источники земного тепла, но их поведение в историческом аспекте развития Земли не установлено. Однако наличие этапов осадконакопления, во время которых в депрессиях накапливались мощные осадочные толщи, наличие этапов, завершившихся эпохами регионального метаморфизма, которые в относительно краткий промежуток времени превращали эти толщи осадков в метаморфические комплексы - свидетелей неравномерности теплового режима Земли, являются непреложными и грандиозными событиями геологической истории, фактами, которые еще ждут своего объяснения с позиций планетарной физикохимии.

В заключение необходимо отметить, что изучение метаморфических толщ докембрия, в особенности нижнего докембрия, с позиций осадочной геологии является весьма плодотворным в отношении корреляции докембрия, как в региональном, так и в глобальном масштабе.

ЛИТЕРАТУРА

- Б е л ь к о в а Л.Н., О г н е в В.Н., 1970. Тектоника и метаморфизм. - "Вестник ЛГУ", № 6.
- В е р н а д с к и й В.И., 1939. О значении радиогеологии для современной геологии. - Тр. 17-й сессии МГК, т. I. М., ОНТИ.
- С и д о р е н к о А.В., Ч а й к а В.М., 1970. Значение кор выветривания и денудационных поверхностей выравнивания в истории докембрия. - В кн.: Металлогения осадочных и осадочно-метаморфических пород. М., "Наука".
- Т у г а р и н о в А.И., 1956. Эпохи минералообразования в докембрии. - "Изв. АН СССР, сер. геол.", № 9.

О.И.Лунева (СССР)
КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ПЕРЕРЫВЫ В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ
РАННЕГО ДОКЕМБРИЯ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА И ВОПРОСЫ КОРРЕЛЯЦИИ

O.I.Luueva (USSR)
CONTINENTAL BREAKS IN THE GEOLOGIC HISTORY OF THE
EARLY PRECAMBRIAN IN THE KOLA PENINSULA AND PROBLEMS
OF CORRELATION

Problems of global correlation of the early Precambrian sediments are closely associated with the events of the oldest sedimentation, and their common character in adjacent and remote areas. The principal markers of these events are geotectonic cycles in the Earth's evolution which are reflected in the structural pattern of some crustal geotectonic elements and in the history of sedimentogenesis.

Like the Phanerozoic history of continents, the Precambrian history can be divided into several stages reflecting the general laws of the Earth's crust evolution. However, as the early Precambrian is not so well studied, and to reconstruct the processes of the Precambrian tectogenesis and sedimentogenesis is rather a difficult problem, the subdivision cannot yet be done in detail.

Over the whole Precambrian history of continents the breaks in sedimentation took place repeatedly. We distinguish them now when studying in detail cross-sections, the composition of rocks, degree of metamorphism, tectonic pattern of regions, evolution of tectonic processes, and accomplishing the structural analysis of metamorphic rocks.

Epochs of prolonged continental intervals in geological history were commonly accompanied by the formation of continental weathering profiles, relics of which are found at different stratigraphic levels of the Precambrian. In addition, products of erosion and redeposition of the weathered material found in deposits of various ages, can be an indirect evidence of the environment of previous weathering.

Precambrian conglomerates which are recorded in the old successions at various stratigraphic levels always indicate local or regional, short- or long-time erosions. They may not necessarily evidence breaks in sedimentation but often reflect

in the composition of clastic material and in their position the time and the place of orogenic movements and of a continental rock-formation, the geochemical environment of weathering on the continent and, to some extent, the duration of continental breaks.

Detailed studies of geology, lithology and metamorphism of the early Precambrian in the Kola Peninsula and adjacent areas demonstrate distinct stages in sedimentation and enable us to distinguish in the Precambrian of the Baltic shield some continental breaks evidenced by weathering profiles, products of their redeposition, angular unconformities and other geologic features. The revealed stages of sedimentation give a basis for the correlation of the early Precambrian sections both within certain regions and over the whole territory of the Baltic shield. The major continental breaks separating such epochs of sedimentation and tectonogenesis which correspond to subgroups and groups of regional and general stratigraphic scales can also be used for a reliable global correlation of the Precambrian.

There were rather many breaks in sedimentation during the early Precambrian within the Baltic shield. They were not equal in their duration and importance for the geologic history. The most significant of the breaks are those separating such major units as the lower Archean, upper Archean, lower Proterozoic, middle Proterozoic, Riphean. These breaks are marked by angular unconformities and epochs of continental weathering, multiphase folding, and regional metamorphism. The breaks which are next in significance exhibit well-developed profiles of chemical weathering, geographic unconformities, conglomerates, thus permitting the more detailed division of the early Precambrian, e.g. into groups, and the regional correlation of these units. There are more breaks indicated by stratigraphic and geographic unconformities and conglomerates, but, on the other hand, they are of a shorter duration and of a more local character. They serve as a basis for distinguishing formations in the Precambrian metamorphic sequences.

The following major epochs of continental breaks are known from the early Precambrian geologic history of the Baltic shield. The pre-Keret is considered to be the earliest epoch, since we do not yet know any older geologic accumulations within the Baltic shield. The next major continental break falls on pre-Loukhi time. This probably marks the boundary between the lower

and upper Archean. The third major break (pre-Liavozero) serves as a boundary between the Archean and the lower Proterozoic. The fourth epoch of weathering, the pre-Chercurt, marks a continental gap inside the lower Proterozoic within the Kola Peninsula. The pre-Romanovo (pre-Karelian) break marks the boundary between the lower and middle Proterozoic. The pre-Ilmozero break is the most important one within the middle Proterozoic. The Riphean cycle of sedimentation was preceded by the seventh major continental gap.

Thus, in the early Precambrian geologic history of the Baltic shield seven major breaks can be recognized. The breaks represent epochs of continental weathering, tectogenesis, magmatism and metamorphism, which can serve as correlational markers not only for the Baltic shield, but also for greater territories, embracing the whole continent. At least five of them can be used for the global correlation of the Precambrian.

Проблемы глобальной корреляции осадочных образований раннего докембрия тесно связаны с событиями истории древнейшего осадконакопления и их общностью на соседних и удаленных территориях. Основными реперами при этом являются тектонические циклы в развитии Земли, которые отражены в особенностях строения и эволюции отдельных структурных элементов земной коры и истории седиментогенеза.

В последние полтора десятилетия оформилось новое научное направление - литология и осадочная геология докембрия, которое открыло новые пути познания истории Земли на ранних этапах ее геологического развития (Сидоренко, Лунова, 1961, 1967; Сидоренко, 1963, 1967, 1970, 1975; Лунова, 1972). Этим направлением обоснована возможность восстановления характера процессов осадконакопления в докембрии, проведения фациального и формационного анализов, расшифровки палеогеографических обстановок древнейшего осадконакопления, воссоздания истории докембрийского седиментогенеза и литогенеза в целом.

Установлено, что среди докембрийских образований континентов преобладают претерпевшие различные преобразования в течение длительной истории своего существования первично-осадочные породы. Этот факт имеет принципиальное значение для понимания совокупности геологических явлений в архее, протерозое

и фанерозое как единого эволюционного процесса развития земной коры (Сидоренко, 1969).

Подобно фанерозойской истории континентов, докембрийская история может быть подразделена на ряд этапов, отражающих общие закономерности эволюции земной коры. Этого пока нельзя сделать с той же, как и для фанерозоя, степенью детальности из-за значительно меньшей изученности докембрия (особенно раннего докембрия) и сложности восстановления процессов докембрийского тектогенеза и седиментогенеза.

Докембрийская геологическая летопись, так же как и фанерозойская, характеризуется своей неполнотой. На протяжении докембрийской истории континентов неоднократно имели место перерывы в осадконакоплении, которые распознаются на основе детального изучения разрезов, состава слагающих их пород, степени метаморфического преобразования пород, на основе изучения тектонических процессов и структурного анализа метаморфических пород.

Эпохи длительных континентальных перерывов в геологической истории, как правило, сопровождались формированием коры континентального выветривания, реликты которой наблюдаются на разных стратиграфических уровнях докембрия (Извеков, Щекин, 1962; Корякин, 1967; Воскресенская, 1968; Сидоренко, Чайка, 1970; Головенко, 1971 а, б; Мац, 1971; Белькова и др., 1975, и др.). Кроме того, продукты размыва и переотложения коры выветривания присутствуют в разновозрастных комплексах и могут быть косвенным показателем условий предшествующего выветривания.

Перерывов в осадконакоплении в разрезах раннего докембрия континентов было достаточно много. Не все они равнозначны по длительности, распространенности и месту в геологической истории. Наиболее значимы те, которые разделяют крупные отрезки времени и маркируются угловыми несогласиями, эпохами континентального корообразования, складчатости и регионально-го метаморфизма. Эти перерывы разделяют геологическую историю докембрия континентов на крупные отрезки, возможно отвечающие надгруппам и группам стратиграфической шкалы.

Менее продолжительные перерывы в осадконакоплении, фиксирующиеся хорошо развитыми корами химического выветривания, географическими несогласиями, конгломератами, позволяют производить более дробное расчленение толщ раннего докембрия, например на серии, и проводить их региональную корреля-

цию. Перерывы, выраженные стратиграфическими и географическими несогласиями, конгломератами, более многочисленны, но, с другой стороны, и более локальны. По ним строится выделение тех или иных свит в разрезах докембрийских метаморфических пород.

Выявленная в конкретных исследованиях этапность осадконакопления способствует корреляции разрезов раннего докембрия в пределах отдельных регионов и целых континентов. Наиболее крупные континентальные перерывы, разделяющие такие эпохи седиментации и тектогенеза, которые отвечают надгруппам и группам региональной и общей стратиграфических шкал, могут быть надежно использованы также и для глобальной корреляции.

Самыми древними породами, известными на территории Балтийского щита, являются мигматизированные и гранитизированные биотитовые и амфиболо-биотитовые гнейсы и гранито-гнейсы, слагающие огромные площади. Это породы керетской свиты беломорской серии юга и юго-запада Кольского полуострова и северной Карелии, гнейсы и гранито-гнейсы из низов разреза кольской серии, гнейсы и гранито-гнейсы Мурманского берега, так называемые гнейсы основания Финляндии. В целом по составу эти образования отвечают аркозовым песчаникам, алевролитам, алевропелитам. На обломочную природу биотитовых гнейсов указывают сохранившиеся реликты псаммитовой структуры, окатанные цирконы и линзы полимиктовых конгломератов, находки которых имеются пока лишь на территории Финляндии восточнее оз. Инари. Гальки этих конгломератов представлены жильным кварцем, лейкократовыми плагиогранитоидами, тонкозернистыми биотитовыми, амфиболо-биотитовыми и двуслюдными гнейсами. Цемент — лейкократовый биотитовый гнейс. Конгломераты отражают локальные размывы и имеют явный внутрiformационный облик.

Характер разреза этого комплекса пород, их исходный аркозовый состав, значительная мощность (порядка 1-2 км) свидетельствуют о том, что источники осадочного материала, послужившие для накопления этой толщи, были глубоко переработаны процессами физического и химического выветривания. Процессы осадконакопления того времени, имеющие возраст более 3,0 млрд лет, происходили, по-видимому, при участии свободного кислорода и достаточно активной, хотя, быть может, и примитивной органической материи. Вероятно, можно предполагать, что одной из самых древних на Балтийском щите была эпоха докеретского выветривания.

Следующий возрастной комплекс пород пользуется широким площадным развитием в пределах западной и центральной частей Коль-

ского полуострова и северной Карелии, южной и юго-западной Финляндии. Этот комплекс в целом представлен кристаллическими породами основного состава — разнообразными амфиболитами, амфиболовыми, пироксеновыми, реже плагиоклазовыми кристаллическими сланцами, кальцифирами, мраморами, железистыми кварцитами. Это породы хетоламбинской свиты беломорской серии, амфиболиты и основные кристаллические сланцы гранулитового комплекса районов Кандалякши, Чуна-, Монче-, Волчьих, Сальных, Туадаш-тундр, железорудная формация Примандровского района, основные кристаллические сланцы из разреза кольской серии (пинкельярская, чюдзъярская свиты и ультраметаморфические образования соответствующего состава), пироксеновые кристаллические сланцы, кальцифиры и мраморы Лохъя.

Внутреннее строение этого комплекса пород в настоящее время недостаточно изучено, однако можно предполагать, что нижнюю часть разреза составляют разнообразные амфиболиты с прослоями амфиболовых гнейсов, местами содержащие конгломераты в основании (лувеньгская толща). Выше по разрезу в амфиболитах появляется значительное количество диопсида и граната (кандалакшская и белогубская толщи), а еще выше залегает толща плагиоклазовых кристаллических сланцев с гранатом, диопсидом и гиперстеном — колвицкая толща (Беляев, 1971). Венчает разрез комплекса основных по составу пород плоско-тундровская толща двупироксеновых и гиперстеновых кристаллических сланцев, содержащих прослой эклогитоподобных пород, конгломератов (?), кальцифиров и мраморов. На разных стратиграфических уровнях внутри этого комплекса пород встречаются пласты, пачки и целые толщи ильменит- и магнетитсодержащих пород, в том числе магнетитовых кварцитов (оленегорская толща). Общая мощность комплекса составляет около 2 км.

Вопросы первичной природы пород комплекса до конца не раскрыты. На основании геологических, литологических и геохимических исследований можно лишь предполагать пока, что это были терригенно-хемогенные осадки с широким развитием глинисто-карбонатных мергелистых разностей, участками соленосных, о чем говорит присутствие в породах SO_3 , Cl, B. Возможно, имелись структурно-фациальные зоны, в которых в той или иной мере проявились вулканические процессы, однако они не имели, на наш взгляд, широкого распространения в эпоху накопления этого комплекса основных кристаллических пород. Все толщи, входящие в состав комплекса, имеют трансгрессивные контакты с нижележащими породами, фиксирующиеся небольшими перерывами в осадконакоплении и локальными раз-

мывами (конгломераты) и картирующиеся как географические несогласия. Локальные кратковременные размыты не нарушали общей стройности осадочного процесса, проходившего направленно от терригенного к терригенно-хемогенному и хемогенному типам осадконакопления, имевшим распространение от начала до конца на весьма значительных пространствах восточной части Балтийского щита.

Стратиграфически выше залегает комплекс дифференцированных глиноземистых пород, наиболее широко развитый в северной Карелии, на западе Кольского полуострова, в Финской Лапландии, южной и юго-западной Финляндии. В составе этого, условно называемого глиноземистым, комплекса выделяются породы лоухской свиты и ее аналогов в Беломорье, высокоглиноземистые гнейсы верхней части разреза кольской серии (волшпахская свита), породы так называемых кислых гранулитов. Внутреннее строение этого комплекса детально не изучено в связи со сложной неоднократной складчатостью и метаморфизмом пород. В целом же он сложен гранато-биотитовыми гнейсами и сланцами с кианитом, андалузитом, силлиманитом, кинцитом, кварцево-полевошпатовыми сланцами и гранулитами с гранатом, силлиманитом, кордиеритом, содержащими тонкие пласты и прослой кварцитов.

Породы глиноземистого комплекса — первоначально тонкообломочные песчано-алевритовые и глинисто-алевритовые осадки — накапливались в тектонически спокойной обстановке в медленно погружающихся обширных бассейнах среди пенепленизированной суши, покрытой площадной корой выветривания. За счет сноса преддуктов коры выветривания на гнейсах и гранито-гнейсах керетьской свиты и ее аналогов и на основных кристаллических сланцах хетоламбинской свиты и ее аналогов и накапливались мощные толщи пород глиноземистого комплекса.

Таким образом, предлоухский длительный континентальный перерыв — это вторая крупная эпоха выветривания и континентального корообразования в раннедокембрийской (архейской) истории Балтийского щита. Она фиксируется: 1) угловым и стратиграфическим несогласием в основании глиноземистого комплекса; 2) наличием следов континентального физического и химического выветривания, сохранившихся в виде элювиальных брекчий оз. Сейдозера, оз. Вайкис, хр. Кивайвынч; 3) резко отличным от нижележащих пород составом глиноземистых осадков лоухской свиты и ее аналогов — преддуктов перетолжения достаточно зрелой коры выветривания. Все перечисленное позволяет считать эту эпоху разделяющей по крайней мере нижне- и верхнеархейские комплексы пород.

На различных, как первично-осадочных метаморфизованных, так и ультраметаморфических и магматических, комплексах архея, представляющих собой в разной степени мигматизированный, складчатый, пенепленизированный кристаллический фундамент, в грабенообразных прогибах залегают толщи протерозойских осадочно-метаморфических и вулканогенно-осадочно-метаморфических образований. В разрезе нижнего протерозоя выделяется ряд свит, разделенных кратковременными перерывами в осадконакоплении, часто содержащих конгломераты в основании.

Следующий за предлоухским весьма значительный перерыв в осадконакоплении, третий по счету, отделяет нижнепротерозойские толщи пород от нижележащих архейских. Нижнепротерозойские терригенные породы отлагались на неоднократно складчатом, метаморфизованном, пенепленизированном архейском или нижнеархейском основании, часто содержат базальные конгломераты, прослой пелитовых осадков, кварцитов, иногда известняков.

Нижнепротерозойские отложения могут быть подразделены на четыре комплекса. Нижний — терригенные породы: биотитовые, гранато-биотитовые, амфиболо-биотитовые гнейсы с базальными конгломератами в основании (лязоверская свита и ее аналоги); второй комплекс — вулканогенно-осадочный: амфиболиты сланцеватые плагитоклазовые, гранатовые или овоидные, прослой железистых кварцитов, линзы известняков (полмостундровская свита и ее аналоги); третий комплекс — вулканогенно-терригенный: Гранато-биотитовые, биотитовые, двуслюдяные и мусковитовые гнейсы и сланцы, частью измененные кислые эффузивы и их туфы, полимиктовые конгломераты в основании и на разных уровнях в разрезе (вороньютундровская лебяжинская свиты и их аналоги); четвертый комплекс — высокоглиноземистые гнейсы и сланцы с кианитом, ставролитом, андалузитом, гранатом, кордиеритом, пласты и пачки кварцитов, слюдяно-кварцевых сланцев, полимиктовые конгломераты (червуртская, тальинская свиты и их аналоги).

Перечисленные комплексы пород отделены один от другого кратковременными перерывами, имеющими местное стратиграфическое значение. Самым существенным, получившим региональное распространение, был предчервуртский перерыв (четвертый) с развитием процессов химического континентального коробразования. Червуртские отложения по существу являются продуктом перетолжения хорошо химически переработанной коры континентального выветривания и включают в себя высокоглиноземистые пелитовые и алевро-пелитовые осадки, реже псаммиты, в том числе кварциты. В краевых частях

бассейна седиментации в червуртских терригенных отложениях присутствуют полимиктовые конгломераты, в которых среди обломков имеются высокоглиноземистые породы (Гарифулин, 1975), свидетельствующие о длительном континентальном перерыве перед отложением пород червуртской свиты и о размыве коры выветривания.

После отложения перечисленных нижнепротерозойских комплексов пород наступила пятая эпоха глубокого выветривания, тектонических подвижек и, быть может, метаморфизма — предромановский (предкарельский) континентальный перерыв. Он фиксирует границу нижнего и среднего протерозоя на территории Кольского полуострова, Карелии и Финляндии. Породы из основания среднего протерозоя — это кварциты, кварцевые и кварцитовые конгломераты, кварцитовые и слюдяно-кварцевые сланцы, выше по разрезу сменяющиеся пелитовыми и карбонатными разностями. Реликты предкарельской континентальной коры выветривания известны во многих местах на Балтийском щите, а карельские (среднепротерозойские) осадки являют собой продукты ее перемиыва и пересотложения.

Среднепротерозойский комплекс высокодифференцированных осадков на Кольском полуострове представлен породами романовской (выхчуртской) свиты в основании, выше сменяющимися образованиями песчовотундровской и рижгубской свит и их аналогов. В Кейвской зоне — это терригенные и терригенно-хемогенные накопления, в зоне же Имандра-Варзуга большую часть разреза указанных свит составляют вулканиты основного состава. Интенсивное накопление мощных осадочно-вулканогенных толщ продолжилось в субширотном прогибе Имандра-Варзуга-Сосновка, протянувшемся с запада на восток почти через весь Кольский полуостров. Одновременно в прогибание вовлекались все более западные участки прогиба, и в конце концов оно распространилось на крайний северо-запад Кольского полуострова (Печенгский прогиб).

Работами геологов Северо-западного геологического территориального управления и Кольского филиала АН СССР (Бекасова, Пушкин, 1972; Загородный и др., 1972) осуществлено стратиграфическое расчленение пород Имандра-Варзугского комплекса и сопоставление его разреза с разрезом печенгской серии. В целом в сводном разрезе вулканогенно-осадочных образований в зоне Имандра-Варзуга-Сосновка указанные авторы выделяют восемь осадочно-вулканогенных ритмов (свит), которые объединяются в четыре трансгрессивно-регрессивных цикла (серии). Основание каждой свиты слагают осадочные толщи, которые залегают на подстилающих породах, как правило, с резким стратиграфическим (коры выветривания, конгломераты), гео-

графическим или даже угловым несогласием. Переходы от осадочных толщ вверх по разрезу каждой свиты к вулканогенно-осадочным породам постепенные.

Перерывы в осадконакоплении, наблюдаемые внутри разреза пород, относимых исследователями к среднему протерозою, в большинстве своем невелики по длительности и распространенности в сравнении с перечисленными выше эпохами. Но один из них — предильмозерский перерыв представляет значительный интерес, так как он был достаточно длительным и фиксируется корой выветривания, развитой на подстилающих эффузивах, угловым несогласием между ильмозерскими и нижележащими породами и наличием в гальках ильмозерских конгломератов обломков пород различных нижележащих свит. Эпоху предильмозерского выветривания можно считать значимой для всего Балтийского щита. Это шестая крупная эпоха в континентальной истории указанного региона.

Следующая, седьмая эпоха выветривания, корообразования, складчатости, метаморфизма и пенепленизации — это эпоха предрифейская. Рифейские толщи представлены мощными, преимущественно аркозовыми терригенными отложениями, которыми начинается новый крупный этап в геологической истории Балтийского щита.

Таким образом, детальным изучением геологии, литологии и метаморфизма пород раннего докембрия Кольского полуострова и сопредельных территорий четко выявляется этапность осадкообразования, и можно говорить о выделении в докембрии Балтийского щита ряда крупных континентальных перерывов, зафиксированных корами выветривания, продуктами их перестроения, угловыми несогласиями и другими геологическими особенностями. Выявленная этапность осадконакопления позволяет проводить корреляцию разрезов раннего докембрия как в пределах отдельных регионов, так и на территории всего Балтийского щита.

Итак, в раннедокембрийской геологической истории Балтийского щита могут быть выделены семь крупных перерывов — эпох континентального корообразования, тектогенеза, магматизма и метаморфизма, которые служат корреляционными реперами не только для Балтийского щита, но и для более обширных территорий, охватывающих целый континент. По крайней мере пять из них могут быть использованы для глобальной корреляции докембрия.

ЛИТЕРАТУРА

Б е к а с о в а Н.Б., П у ш к и н Г.Ю., 1972. Стратиграфия центральной части Имандра-Варзугской структуры. — В кн.: Материалы

- по геологии и металлогении Кольского полуострова, вып. 3. Апатиты.
- Белькова Л.Н., Огнев В.Н., Кантро О.Г., 1975. Докембрийские коры выветривания в Средней Азии. - В кн.: Докембрийские коры выветривания. М.
- Беляев К.Д., 1971. Новые данные о структуре, геологии и металлогении гранулитовой формации Кольского полуострова. - В кн.: Проблемы магматизма Балтийского щита. Л., "Наука".
- Воскресенская М.Н., 1968. Древние поверхности и коры выветривания в докембрийских породах Курской магнитной аномалии. - "Сов. геология", № 9.
- Герифулин Л.Л., 1975. Высокоглиноземистые образования в конгломератах Кольского полуострова как показатель докембрийских кор выветривания. - В кн.: Докембрийские коры выветривания. М., ВИЭМС.
- Головенок В.К., 1971а. О взаимоотношении гнейсовой и сланцевой толщ кейвской серии Кольского полуострова. - В кн.: Проблемы геологии докембрия Балтийского щита и покрова Русской платформы, Л., ВСЕГЕИ.
- Головенок В.К., 1971б. Среднепротерозойская кора химического выветривания в северной части Байкальской горной области. - В кн.: Проблемы литологии докембрия. Л., "Наука".
- Загородный В.Г., Бекасова Н.Б., Пушкин Г.Ю., Радченко А.Т., 1972. Особенности среднепротерозойского вулканогенно-осадочного литогенеза на Кольском полуострове. - В кн.: Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова, вып. 4. Апатиты.
- Извеков Э.П., Щекин Ю.С., 1962. О коре выветривания архейских толщ Старооскольского района КМА. - Булл. НТО комбината "КМА-руда".
- Корякин А.С., 1967. К вопросу о докембрийских корях континентального выветривания. - В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 2. М., "Недра".
- Лунева О.И., 1972. Основные принципы палеогеографических реконструкций докембрия. - "Литология и полезные ископаемые", № 6.
- Мац В.Д., 1971. Докембрийские коры выветривания Сибирской и Русской платформ. - "Докл. АН СССР", т. 200, № 3.
- Сидоренко А.В., 1963. Проблемы осадочной геологии докембрия. - "Сов. геология", № 4.

- С и д о р е н к о А.В., 1967. Некоторые вопросы изучения докембрия. - В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 2. М., "Недра".
- С и д о р е н к о А.В., 1969. О едином историко-геологическом принципе изучения докембрия и постдокембрия. - "Докл. АН СССР", т. 186, № 1.
- С и д о р е н к о А.В., 1970. Основные проблемы литологического изучения докембрия. - В кн.: Состояние и задачи советской литологии, т. 1. М., "Наука".
- С и д о р е н к о А.В., 1975. Осадочная геология докембрия и ее значение для познания допалеозойской истории Земли. - "Сов. геология", № 2.
- С и д о р е н к о А.В., Л у н е в а О.И., 1961. К вопросу о литологическом изучении метаморфических толщ. М.-Л., Изд-во АН СССР.
- С и д о р е н к о А.В., Л у н е в а О.И., 1967. Значение конгломератов для познания истории докембрия (на примере Кольского полуострова). - "Сов. геология", № 6.
- С и д о р е н к о А.В., Ч а й к а В.М., 1970. Значение кор выветривания и денудационных поверхностей выравнивания в истории докембрия. - В кн.: Металлогения осадочных и осадочно-метаморфических пород. М., "Наука".

Дж.К.Кроуэлл (США)
СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ ОЛЕДЕНЕНИЙ

J.C.Crowell (USA)
THE SIGNIFICANCE OF GLACIATIONS IN PRECAMBRIAN CORRELATION

В течение последних 2200 млн. лет по крайней мере 6 раз на Земле возникали крупные континентальные оледенения. Характерные осадочные породы, отражающие эти оледенения, служат хорошими хронологическими маркерами в региональном масштабе, но несколько факторов должны быть оценены прежде, чем корреляции по оледенениям приобретут межконтинентальный характер.

Позднепалеозойское оледенение, проявившееся на гондванских континентах, служит моделью для оценки путей использования ледниковых отложений для телекорреляции. Эта модель может быть полезной для понимания проблем корреляции докембрия. Позднепалеозойское оледенение, продолжавшееся 90-100 млн. лет, началось в соединенных в то время Южной Америке и Африке в карбоне. В перми ледниковые центры исчезли в Южной Америке, но получили пышное развитие в Австралии. Центры оледенения явно мигрировали по мере того, как суперконтинент Гондвана смещался по отношению к центру вращения Земли; существование этого смещения доказывается палеомагнитными и другими данными. Следовательно, ледниковые отложения и осадки холодных поясов, обрамляющих ледниковые покровы, являются диахронными в межконтинентальном масштабе.

Позднеордовикское оледенение, доказанное в Центральной Сахаре, развивалось в то время, когда палеомагнитный полюс находился вне Северо-Африканского побережья. Этот ледниковый эпизод соответствует той же схеме миграции суперконтинента относительно Южного полюса. Видимо, этой схеме отвечают и позднекембрийские оледенения, которые, вероятно, продолжались свыше 150 млн. лет каждое. Ряд палеомагнитных данных свидетельствует в пользу такой интерпретации, но, судя по другим палеомагнитным данным, можно предположить, что континентальное оледенение распространялось да-

леко в низкие широты. Поскольку точные датировки этих позднедокембрийских оледенений отсутствуют, как и более надежные палеомагнитные данные, следует допустить, что позднедокембрийские оледенения были также диахронными.

В региональном масштабе после материковых оледенений остаются крайне неполные и диахронные стратиграфические доказательства. Полные стратиграфические разрезы, которые включают слои, отложившиеся в момент зарождения ледниковой шапки, обнаруживаются только в бассейнах, весьма удаленных от подвергшихся оледенению приподнятых областей. Более того, эти отложения, вероятно, образуются слишком далеко, для того чтобы отражать признаки наивысшего оледенения. Только тогда, когда ледниковые щиты разрастались настолько, что ледники достигали моря, а возникающие айсберги могли разносить валуны, образующие вкрапленные камни (dropstones), и следы оледенения оказывались широко распространенными, они сохранялись и достоверно распознаются в обнажениях. И только на очень поздних этапах сокращения ледниковых шапок ледниковые гляциальные осадки будут перекрывать глубоко эродированное и штрихованное ложе и давать определенные доказательства покровного оледенения. Следовательно, при палеогеографических и палеоклиматических реконструкциях древних оледенений мы должны учитывать, что ледниковые условия возникали, вероятно, задолго до того, как в разрезе появлялись несомненные ледниковые отложения.

ABSTRACT

At least six times during the past 2200 million years continental glaciers have flourished on earth. Distinctive sedimentary rocks recording these glaciations provide useful time markers, especially on a regional scale, but several factors need evaluation before correlations are extended intercontinentally. The Late Paleozoic Ice Age recorded on the Gondwana continents, for example, provides a model for appreciating the ways that glaciogene deposits can be used for long-range correlations. Such studies may be helpful in understanding correlation problems in the Precambrian.

The Late Paleozoic Ice Age, which lasted for about 90 million years, began in South America and then-adjointing Africa during the Carboniferous. By Permian time ice centers had disappeared in South America but were expanding in Australia. The ice centers apparently

migrated as the supercontinent of Gondwanaland glided across the earth's rotational pole, a gliding supported in addition by paleomagnetic data. On an intercontinental scale, therefore, glacial deposits and those associated with cold-climate belts bordering ice sheets are diachronous.

The Late Ordovician Ice Age, recorded in the Sahara, occurred when the paleomagnetic pole lay near the north African coast. This ice age fits the same scheme of supercontinental migration across the south pole. So, perhaps, do the late Precambrian glaciations, which apparently took place over about 150 million years. Some paleomagnetic data allow such an interpretation but other paleomagnetic data suggest that continental glaciation occurred widely at low latitudes. In the absence of both accurate dating of these late Precambrian ice ages and better paleomagnetic data we ought to consider the late Precambrian ice ages as diachronous also.

On a regional scale, continental glaciation leaves a stratigraphic record not only woefully incomplete but diachronous as well. Complete stratigraphic sections that include beds laid down at the time of the birth of ice caps are found only in basins far distant from glaciated uplands. Moreover, these deposits are apt to be too far away to carry an imprint of the glaciation. Only when ice sheets have grown so that broad ice shelves reach the sea can icebergs carry dropstones and will the record of the ice age be widely dispersed and therefore preserved and recognized. And only very late during the waning of ice caps will continental glaciogene deposits transgress across deeply eroded and striated pavements, and provide unequivocal evidence of the ice age on land. In reconstructing paleogeography and paleoclimates during ice ages we must therefore appreciate that glacial conditions probably began long before the interval recorded by distinctive glaciogene deposits, and probably lasted somewhat afterwards.

INTRODUCTION

Upper Precambrian strata over the world include beds that were deposited by continental glaciers. Distinctive glacial facies are preserved on all of the continents, with the possible exception of Antarctica, and demonstrate that huge ice sheets were bordered by prisms of glaciogene sediments. Because these Precambrian glacial facies can be traced from place to place, and even from continent to continent, approximate stratal correlation using such markers is established, but it is not clear to what extent time correlation

is also demonstrated. In this paper we will examine in a preliminary fashion what we now know concerning this record of continental glaciations in the light of time correlation. In short, we will explore answers to the question: are the Precambrian glacial sequences synchronous or diachronous?

The correlation of late Precambrian glacial sequences is also of significance in understanding basic causes of climatic change on earth. Harland (1964), in particular, has suggested that there might have been a world-wide cooling when ice sheets reached into near equatorial regions during a "Great Infra-Cambrian Ice Age", and which probably had a profound effect on the evolution of life. Some evidence from paleomagnetism even suggests that glaciation may have occupied near-equatorial regions at sea level during these times (Tarling, 1974). On the other hand, others (e.g., Crowell, Frakes, 1970; Crawford, Daily, 1971) interpret the piecemeal record as showing that glacial centers perhaps followed moving continents in their tectonic drift upon the globe. These interpretations in part grow out of plate-tectonic concepts involving marked movement of continents and movement in and out of near-polar regions where ice sheets might grow. To test these interpretations it is therefore important to determine the times of glaciations and rates of continental migration, as well as the latitudes of glaciated regions as precisely as possible.

The ideal approach to solving these problems would be to obtain together from the same strata 1) precise geochronologic data, 2) paleomagnetic pole positions at the time of deposition, and 3) indisputable evidence that the rocks are of glacial origin. Unfortunately, such a direct approach is not yet completely feasible. Radiometric dating methods applicable to Precambrian sedimentary strata are only just now under development (Dasch, 1969; Faure, Powell, 1972, p. 78-91), and most dating is done by stratigraphic positioning and through the use of stromatolite zones. At best, these methods give only approximate time fixes. In addition, for ancient rocks it is not yet certain that the imprint of magnetization upon the sediments is concurrent with deposition, or whether it accompanies or follows later diagenetic and thermal changes. Investigations of the time interval between sediment deposition and the imprint of magnetic polarity upon the rocks are therefore underway. Moreover, the recognition of sedimentary facies as undoubtedly of glacial origin is also difficult, and critical information is too often lacking in the fragmentary record (Crowell, 1957, 1964; Schermerhorn, 1974). But while research is underway

on these many problems, we can perhaps learn from extrapolating backwards in time into the late Precambrian from our knowledge of glacial events in the Phanerozoic, and draw some inferences of what might be expected.

THE RECORD OF CONTINENTAL GLACIATION

In the Phanerozoic widespread continental glaciers flourished on earth during at least three major ice ages. These episodes include 1) the Late Cenozoic Ice Age, 2) the Late Paleozoic or Gondwanan Ice Age, and 3) the Early Ordovician or Saharan Ice Age (Fig. 1). The evidence for all three is unequivocal, and information on their extent and timing is more complete than for ice ages in the Prephanerozoic. The Phanerozoic record also shows that during long intervals there were no continental glaciers, such as during the Cretaceous. Mountain glaciers within high ranges may have developed at many times during the past; but in this paper we are concerned with widespread ice sheets upon broad low-lying regions. Only the record of such ice sheets, reaching into middle latitudes, document times on earth when there was major earthwide cooling. Moreover, because they leave a more widespread record, they are far more useful in long-distant stratal correlation.

At present the earth is witnessing the Late Cenozoic Ice Age, but probably an interglacial stage within it. Ice still lies upon Antarctica and Greenland. During the Pleistocene, however, continental ice sheets extended over large parts of North America, Europe and Asia, and waxed and waned several times (Flint, 1971). In the southern hemisphere glacial caps expanded and coalesced to form piedmont glaciers bordering the southern Andes (Flint, 1971, p. 707). Ice first expanded on Antarctica into a true ice sheet in the Miocene (Denton et al., 1971; Shackleton, Kennett, 1975) and large glaciers began to grow at about the same time in Alaska (Denton, Armstrong, 1969). The Late Cenozoic Ice Age truly began about 10 or 15 million years ago and culminated in the late Pleistocene, but whether ice sheets corresponding to glacial stages will expand again to as great an extent in the near geologic future is of course not known.

No evidence for continental glaciation has been recognized for a long time interval previously; from the waxing of the Late Cenozoic Ice Age in the Miocene back in time to the waning of the Late Paleozoic Ice Age about 235 million years ago, a duration of at least 220 million years (Crowell, Frakes, 1975). The Late Paleozoic

Ice Age is distinctly recorded on all of the Gondwana continents: South America and the Falkland Islands, Africa and Madagascar, India, Australia, and Antarctica. Correlation methods, including biostratigraphic techniques, show that the ice sheets built up rapidly during the Carboniferous over then-joined Africa and South America. By the end of the Carboniferous they had disappeared in now-western South America, but flourished well into the Permian in Australia. The record is interpreted as showing that irregularly shaped ice sheets, with unglaciated regions and seas between them, moved slowly across the huge united supercontinent of Gondwanaland. This pattern of waxing and waning of ice centers is interpreted from paleogeographic reconstructions based on stratal facies analysis, and is anchored primarily with respect to time correlations in biostratigraphic methods. Locally, however, isotopic dating lends important support to the biostratigraphic time scale. Note that this conclusion concerning the migration of ice centers is independent of data from paleomagnetism, and has been long inferred (Du Toit, 1924, p. 223). It is reinforced by much modern paleomagnetic information showing that united Gondwanaland moved across the earth's south pole (Creer, 1970; McElhinny, 1973). However, it is more appropriate to use the rotational axis of the earth as a reference and to visualize Gondwanaland as gliding across the pole, but employing the customary assumption that the earth's magnetic field has been dipolar and that the dipole averages about the rotational axis.

The Late Paleozoic Ice Age reached its maximum intensity and extent in the latest Carboniferous and earliest Permian when the southern Africa-Antarctic part of Gondwanaland lay over the pole. Paleomagnetic data show that Gondwanaland continued its glide in such a way that by late Permian time the supercontinent had moved away from the south pole. By the end of the Permian the pole apparently lay within an oceanic region, well off the coast of then-united Antarctica and Australia. In its drift, the elongate supercontinent had rotated from a near-meridional orientation to a near-latitudinal orientation. In fact, it seems plausible that this rotation had a marked effect upon the oceanic and atmospheric circulation which in turn may have brought about the end of the Late Paleozoic Ice Age (Crowell, Frakes, 1975, p. 329).

Although the timing of the end of the Late Paleozoic glaciation is reasonably well established (about 235 million years ago), the timing of the beginning of this long ice age is not so clear. Ice sheets were extensive by the mid-Carboniferous, but the preserved

stratigraphic record does not yet permit us to date the onset of the ice age precisely. The nature of ice accumulation and glacial erosion prevents this in most circumstances. As ice caps wax and expand, rocks beneath them are successively more deeply eroded. Early sedimentary deposits laid down at ice margins are overridden as the ice caps grow, and are eroded away. Stratigraphic sections peripheral to the growing ice sheets, and now preserved for our examination, are usually too far away to preserve an imprint of the original glacial origin of the detritus. This detritus, upon being first carried by ice to the glacial margin, is then carried by streams and other non-glacial agents to its resting place within beds laid down at distance. Such strata probably preserve a record only of their mode of transport just before deposition, and not of their original glacial derivation. For this reason largely, lower Carboniferous and Devonian beds, such as those within the southern Cape Ranges of South Africa, are not particularly helpful in dating the beginning of the Late Paleozoic Ice Age. They were laid down too far distant from the growing ice caps. Moreover, strata immediately overlying glacially striated basement pavements, such as those near Kimberley, South Africa, were deposited much later, during transgression (Crowell, Frakes, 1972). They were laid down as the glaciers dwindled and as younger beds transgressed and overlapped upon the deeply eroded basement.

Despite the difficulties in determining the time of onset of the Late Paleozoic Ice Age, it probably began about 325 million years ago, and lasted for some 90 million years. During this long interval, many separate ice caps grew and then melted away, and these were separated by irregular lowlands which were at times flooded by the sea. The complex of growing and then dwindling continental glaciers probably began in south-central Africa and then expanded peripherally to then-joined South America, India, and Antarctica. With time the ice complex migrated toward Australia, so that glaciers first disappeared in South America and lasted longest in now-eastern Australia and attached Antarctica. Beds containing a record of this ice age, especially when followed laterally over distances of several hundreds of kilometers, are therefore diachronous. Time correlation on the basis only of the occurrence of a glaciogenic signature within the sediments can be resolved no closer than somewhere within this 90 million years interval.

The stratigraphic record for any ice age is most convincing for those parts lying near or at the glacial margin. As ice caps begin

to accumulate, this margin is continental, and it may lie upon a deeply eroded and striated pavement out into basement rocks. Only when the ice sheet has expanded to reach the sea will glacial debris, including huge blocks rafted by icebergs and subsequently dropped into deep-water sediments, reach environments likely to be long preserved in the geologic record. As we go back in geologic time, therefore, when the geologic record becomes successively more piecemeal, we are progressively less and less likely to find evidence of continental glaciation. In particular, evidence showing when the ice age began and when it ended becomes increasingly more elusive. So if we can conclude from ancient beds, including those of the Precambrian, that glaciation actually took place we can also infer that it probably began before the age of the preserved record, and lasted longer.

The next earlier ice age, incontrovertibly established, is the Early Paleozoic Ice Age that primarily flourished in the Ordovician but probably extended into the Silurian. Its remnants are now centered within the Sahara (Beuf et al., 1971) where glacial and periglacial features are repletely preserved in the Ahaggar Mountains of southern Algeria and at many places elsewhere in northern Africa (Deynoux et al., 1972; Reid, Tucker, 1972; Harland, 1972). An ice sheet capped the Saharan region and reached westward and northward, but its extent to the south and east is unknown. Far to the south, however, in the western Cape Ranges of South Africa (Pakhuis Pass region, near Clanwilliam), is a record of a major ice sheet coming from the north or west (Rust, 1973). Possible somewhat younger glaciation - middle Silurian (Wenlockian) instead of late Ordovician (Ashgillian) - is also reported for the Bolivian Andes (Lohmann, 1965) but, if truly glacial, the contributing ice centers probably lay within the proto-Andean mountains to the south and west and were not connected with lowland continental ice sheets of northern Africa. The Ordovician Ice Age in Africa apparently waxed in the early Ordovician, about 470 million years ago, and waned in the early Silurian, about 435 million years ago. It therefore lasted about 35 million years although its distributions and fluctuations are still incompletely known. During this interval, paleomagnetic information indicates that northwestern Africa lay near the south pole (McElhinny, 1973, Fig. 136a).

We therefore note that both during the Late Paleozoic Ice Age and the Ordovician Ice Age, the parts of Gondwanaland affected were for the most part polar situated. In addition, plots of the "polar-wander path" (a misnomer: it is actually the path of the polar piercing

point as the continental masses moved across the polar axis) show an orderly migration of the supercontinent from southeast to northwest. If this migration is largely responsible for the positioning of glaciated regions, perhaps we should look for evidence of continental glaciation during the Silurian and Devonian in the intervening region: within central Africa and then-adjointed Brazil. Unfortunately, very few sediments of these ages are preserved, and those that still remain, are as yet mainly unstudied critically. The central Africa region lay beneath huge ice sheets later during the Carboniferous (Frakes, Crowell, 1970), ice sheets that deeply eroded and carried away any evidences of previous glaciations. It is accordingly unknown whether glaciation was continuous between the Ordovician and Carboniferous within central Gondwanaland. It may well have been discontinuous, however, because in the western Cape Ranges of South Africa there is at least a local record of a long lapse between two marked glaciations, a lapse of about 115 million years without glaciation. Here, within the same region, the Ordovician Ice Age is recorded in the Pakhuis Formation along with the Late Paleozoic Ice Age in the Dwyka Tillite.

The next older ice age, or series of ice ages, before the Ordovician is recorded in the latest Precambrian. Ages reported mainly range from 750 to 600 million years (Kröner, Rankama, 1972, p. 1), and therefore span at least 150 million years. Strata interpreted as showing a glacial imprint are found on all of the continents, with the possible exception of Antarctica although even here the likelihood has been suggested for exposures in Queen Maud Land (Neethling, 1970). In general, the Late Precambrian Ice Ages include two marked glacial episodes separated by a nonglacial interval; for this reason it seems appropriate to speak of Late Precambrian Ice Ages rather than of a single ice age. The occurrences of upper Precambrian glacial beds have been recently reviewed by Kröner and Rankama (1972), Schermerhorn (1974), and Harland and Herod (1975).

Older ice ages, but still within the Proterozoic, may be recorded in Greenland (Gnejsö Tillite Spitzbergen (Vimsodden and Rittervatnet units), Finnmark (Varangerhalvya "tilloid"), and China (Huishan Tillite) (Harland, Herod, 1975, p. 201). These units, which are plotted with a query of Figure 1, may have ages between 950 and 850 million years. In addition, continental glaciation clearly affected Minas Gerais, Brazil (Isotta et al., 1969), but its age, although Proterozoic, is unknown (Pflug, Schödl, 1975).

The next older ice age - the Huronian Ice Age (including the Gowganda) of south-central Canada - is dated between 2335 and 2200 million years. Knowledge at present therefore suggests that the earth was without continental glaciers during the long span from 950 to 2200 million years, or for 1250 million years. Note that this apparent nonglacial span is more than twice the duration of the Phanerozoic!

DISCUSSION

This brief review of ice ages brings out several relations of probable significance in utilizing glacial horizons in correlation, and especially within the Precambrian. First we need to consider patterns of glaciation and sedimentation within local regions, and secondly, the prospects for correlation between regions and on an intercontinental scale.

Within regions of subcontinental extent or within single basins, distinctive glacial horizons can be used with caution for lateral chronostratigraphic correlation, especially if correlation is undertaken parallel to the depositional strike. Sedimentary prisms deposited within such basins, or at ocean-facing margins of continents, however, will display transgressive and regressive facies. During stratal transgression, for example, when continental glaciers retreat and sediment is laid down by agents other than ice farther and farther inland upon a previously glaciated craton or upland margin, such facies as sandur, fluvial, lacustrine, paludal, coastal, and marine can be expected to overlap landward. Glaciogenic beds at the base and also at the continental or upland edge of the sedimentary wedge will be deposited in a time-transgressive sheet. Such beds are diachronous and the sheets of tillite and other glaciogene sediments will not record a truly synchronous glacial event.

On the other hand, the time scale of such transgressions and regressions within a single basin or sedimentary prism may be so short that we will not be concerned practically with this small amount of diachroneity when dealing with Precambrian correlation problems. By comparison with Phanerozoic reconstructions, transgressions up upon a basin margin toward the direction of sediment inflow may amount to several hundred kilometers laterally during a few hundred thousand to several millions of years. Such short durations are of little significance in view of the hugeness of time spans in the Precambrian. Sound procedures of basin analysis

even for Precambrian strata should evaluate this diachroneity, however, but it is not this aspect of time correlation that concerns us most here.

On an intercontinental scale as described above, the record of Phanerozoic glaciations shows a migration of glacial centers concomittantly with the drift of continents across near-polar regions. Glacial strata, in following and documenting these movements, are therefore diachronous. The close association of the polar wander path for Gondwanaland as now reconstructed from paleomagnetic studies suggests strongly that the mobility of the continents in gliding in and out of polar regions is one of the prime causes of glaciation (Crowell, Frakes, 1970). If glacial centers have migrated in following these continental movements during the Phanerozoic, and as far back as about 500 million years, it is presumed likely that similar movements and migrations took place in the late Precambrian between 600 and 750 or 800 million years ago. A main argument of the present paper is that such relations probably took place.

In fact, apparent polar wander paths, recently published, reveal such a pattern (Piper et al., 1973; McElhinny et al., 1974). According to these paleomagnetic studies (Fig. 2), northwestern Africa moved out of a near-polar region in the late Precambrian, and back into it in the Ordovician. Eastern South America and adjoining Africa were glaciated from south to north just previously. Note, however, that the late Precambrian glaciations of Australia do not fit into this pattern directly: late Precambrian glaciation of Australia probably occurred around the north pole (Crowell, Frakes, 1970, p. 203-204). If glaciation followed such continental movements, ice caps may have grown in Australia somewhat earlier or somewhat later than those clustered around the south polar regions.

McElhinny et al. (1974, p. 560) note, however, that between 750 and 600 million years ago Gondwanaland moved at least 180° of latitude. Moreover, similar large shifts are observed for almost all of the continents during the late Precambrian and Cambrian. Since it will require much more stratigraphic information and perhaps the development of new dating techniques to prove or disprove the possibility, a pattern of moving ice centers in the late Precambrian needs serious consideration. If these rapid continental movements are confirmed by future work, the glacial sequences may be strongly diachronous. Glacial beds deposited on the flanks of one glaciated craton will almost certainly not be of the same age as those laid down on the flanks of another.

In contrast to this model of diachroneity of glacial sequences is the possibility of intense glaciation, more or less world wide in extent and essentially synchronous (Harland, 1964). A test of this hypothesis is to find that paleomagnetic measurements from tillitic rocks are from low latitudes (McElhinny et al., 1974, p. 560; Tarling, 1974). For such tests to be definitive, however, it must be certain that the magnetic polarity was impressed upon the rock nearly at the time of deposition and not long afterwards as the result of diagenetic changes or thermal metamorphic events that affected the magnetic minerals. Paleomagnetic studies of glacial Precambrian rocks from northwestern Europe are now underway by D.H. Tarling with the cooperation of W.B. Harland.

The record of major ice ages during the past 800 million years shows that their occurrence on earth was intermittent (Fig. 1), and present information suggests that more than a near-polar position of continental masses is required to bring about an ice age. On the one hand, the cause may be rooted in complex climatologic and oceanographic arrangements (Crowell, Frakes, 1970). Other terrestrial factors that may influence the inception of an ice age include the amount of volcanic dust in the atmosphere (Kennett, Thunell, 1975; Schneider, Mass, 1975), the mean level of the sea upon the continents as influenced by the vigor of sea-floor spreading (Pitman, Hays, 1973), or by the position within the ocean basins of mid-ocean ridges that may affect the volume of the basins. On the other hand, extraterrestrial factors influencing the amount of radiation reaching the earth may have contributed significantly. Whatever the combination of causes responsible for ice ages, however, there appears to have been discrete ice ages of unequal duration separated by long intervals without continental glaciation, and also of unequal duration. This observation suggests that glaciation can be used for correlation within the limits of the known duration of ice ages: within the late Precambrian to within 150 million years. Perhaps as more precise information on ages and on tectonic reconstructions becomes available, this wide interval of about 150 million years may be restricted and become more useful.

Global reconstructions of the arrangement of continental masses are rapidly becoming more acceptable for pre-Mesozoic times (Dewey, Spall, 1975). Paleomagnetic data applied to well dated rock sequences in particular are aiding in these reconstructions and hopefully in the near future polar positions can be refined and

restricted for short time intervals. In addition, geologic studies coupled with geochronologic and paleomagnetic investigations may disclose intracontinental suture zones. For example, the huge supercontinent of Gondwanaland that apparently migrated as a simple coherent mass across the south pole in late Paleozoic time and was fragmented and dispersed in the Mesozoic, may have been consolidated from earlier dispersed continental masses in the late Precambrian and early Paleozoic. Oceans both wide and narrow may have disappeared owing to plate convergence and continental collision. Paleomagnetic pole positions and stratal sequences now close together on either side of such a convergence suture may have originated far apart. Although such a tectonic situation is not yet documented, the duration of an ice age might be misestimated. Glacial sequences on both sides of the suture zone might suggest a long duration of glaciation when in fact, each sequence had moved in and out a near-polar position rather quickly at different times and when they were separated by an ocean between them. In short, the mobility of lithospheric plates as suggested by plate-tectonic concepts, if applicable to Proterozoic times, will modify the degree to which we can correlate stratal sequences showing a paleoclimatological imprint, such as glacial sequences. At the same time, it is through the careful investigation of such strata along with all other available data that our understanding of these very events unfolds.

SUMMARY

Stratal sequences with a glaciogenic imprint can be used for correlation in the late Precambrian but only with awareness of several complicating factors. Within single intracontinental basins or along miogeoclinal prisms, correlation is probably satisfactory provided sound stratigraphic principles are adhered to. In such rock sequences, transgression and regression of facies will introduce an element of diachroneity to chronostratigraphic correlations, but in the Precambrian the time duration represented by these facies changes may not be of practical significance. Offshore facies distant from glacial centers will not disclose any evidence of glaciation on land, however, so any shred of evidence clearly indicating ancient glaciation probably indicates fairly widespread ice upon the continents. This glaciation as well probably began well before the time of deposition of the beds containing the shred of evidence, and probably lasted long afterwards.

Studies of crustal mobility throughout the Phanerozoic, utilizing all approaches available such as those from stratigraphy, paleomagnetism, geochronology, paleontology, and tectonics, are revealing a complex history. On Gondwanaland, for example, ice centers apparently waxed and waned as the supercontinent moved in and out of near-polar regions. Glacial strata deposited during these migrations are therefore diachronous on an intercratonic scale. Because such a mobile record and diachronous facies can be recognized back in time for about 500 million years, it seems reasonable to expect that a similar mobile pattern prevailed for an additional 300 million years, or back to about 800 million years before the present. This time span includes the Late Precambrian Ice Ages. Nonetheless, times of continental ice with intervening intervals without ice have apparently prevailed, so correlation in a gross way can be based on glaciogenic sequences. In the late Precambrian, for example, two ice ages apparently lasted together from about 750 to 600 million years ago - for 150 million years. It is only when we attempt to correlate in time more precisely that the diachroneity of glacial sequences becomes quite significant.

Research on the glacial history of the earth has been supported by the United States National Science Foundation, Office of Polar Programs and Office for Climate Dynamics, and by the University of California, Santa Barbara.

REFERENCES

- Beuf S., Biju-Duval B., Charpal O. de, Rognan P., Gariel O., Bennacef A., 1971. Les grès du paléozoïque inférieur au Sahara: L'Inst. Fran. du Pétrole, collection "Science et technique du pétrole", Pub. 18.
- Crawford A.R., Daily B., 1971. Probable non-synchronicity of late Precambrian glaciations. - "Nature", v. 230, p. 111-112.
- Creeer K.M., 1970. Review and interpretation of palaeomagnetic data from the Gondwanic continents. In: Haughton S.H. (ed.), Proc. Papers 2nd Gondwana Symp., South Africa, CSIR, Pretoria.
- Crowell J.C., 1957. Origin of pebbly mudstones. - "Geol. Soc. America Bull.", v. 68, p. 993-1010.
- Crowell J.C., 1964. Climatic significance of sedimentary deposits containing dispersed megaclasts. In: Nairn A.E.M. (ed.), Problems in palaeoclimatology: London, Interscience.

- Crowell J.C., Frakes L.A., 1970. Phanerozoic glaciation and the causes of ice ages. - "Amer. Jour. Sci.", v. 268, p. 193-224.
- Crowell J.C., Frakes L.A., 1972. Late Paleozoic glaciation: Part V, Karroo Basin, South Africa. - "Geol. Soc. America Bull.", v. 83, p. 2887-2912.
- Crowell J.C., Frakes L.A., 1975. The Late Paleozoic Glaciation. In: Campbell, K.S.W. (ed.), Gondwana Geology, Canberra, Australian National Univ. Press.
- Dasch E.J., 1969. Strontium isotopes in weathering profiles, deep-sea sediments, and sedimentary rocks. - "Geochim. Cosmochim. Acta", v. 33, p. 1521-1552.
- Denton G.H., Armstrong R.L., 1969. Miocene-Pliocene glaciations in southern Alaska. - "Am. Jour. Sci.", v. 267, p. 1121-1142.
- Denton G.H., Armstrong R.L., Stuiver M., 1971. The late Cenozoic glacial history of Antarctica. In Turekian K.K. (ed.). The Late Cenozoic Ice Ages, New Haven, Yale Univ. Press.
- Dewey J., Spall H., 1975. How far back in earth history can the Wilson Cycle be extended? - "Geology", v. 3, p. 422-424.
- Deynoux M., Dea O., Sougy J., Trompette R., 1972. La glaciation "Fini-Ordovicienne" en Afrique de l'ouest. - "Soc. geol. et mineral de Bretagne Bull., Ser. C.", v. 4, pt. 1, p. 9-16.
- Du Toit A.I., 1921. The Carboniferous glaciation of South Africa. - "Trans. geol. Soc. So. Africa", v. 24, p. 188-277.
- Faure G., Powell J.L., 1972. Strontium isotope geology. New York, Heidelberg, Berlin, Springer-Verlag.
- Flint R.F., 1971. Glacial and Quaternary Geology. New York, John Wiley and Sons, Inc.
- Frakes L.A., Crowell J.C., 1970. Late Paleozoic glaciation: II, Africa exclusive of the Karroo basin. - "Geol. Soc. America Bull.", v. 81, p. 2261-2286.
- Harland W.B., 1964. Critical evidence for a great infra-Cambrian glaciation. - "Geol. Rundschau", v. 54, p. 45-61.
- Harland W.B., 1972. The Ordovician Ice Age. - "Geol. Mag.", v. 109, p. 451-456.
- Harland W.B., Herod K.N., 1975, p. 189-216. In: Wright A.E. and Moseley F. (eds), Ice ages: ancient and modern: Geol. Jour. Spec. Issue N 6, Liverpool, Seel House Press.

- I s o t t a C.A.L., R o c h a - C a m p o s A.C., Y o s h i -
d a R., 1969. Striated pavement of the Upper Pre-Cambrian
glaciation in Brazil. - "Nature", v. 222, p. 466-468.
- K e n n e t t J.P., T h u n e l l R.C., 1975. Global increase
in Quaternary explosive volcanism. - "Science", v. 187, p.497-
503.
- K r ö n e r A., R a n k a m a K., 1972. Late Precambrian gla-
ciogenic sedimentary rocks in southern Africa. - "Univ. Cape
Town, Chamber of Mines Precambrian Research Unit. Bull.", 11.
- L o h m a n n H.H., 1965. Palaäzoische vereisungen in Bolivien.
- "Geol. Rundschau", v. 54, p. 161-165.
- M c E l h i n n y M.W., 1973. Palaeomagnetism and plate tecto-
nics. Cambridge Univ. Press.
- M c E l h i n n y M.W., G i d d i n g s J.W., E m b l e -
t o n B.J.J., 1974. Palaeomagnetic results and late Precam-
brian glaciations. - "Nature", v. 248, p. 557-561.
- N e e t h l i n g D.C., 1970. Geology of the Ahlmann Ridge, Wes-
tern Queen Maud Land. - "Antarctic map folio series, Amer. Geo-
graphical Soc.", Map sheet 7, PlateVII, Folio 12.
- P f l u g R., S c h ö l l W.U., 1975. Proterozoic glacia-
tions in eastern Brazil: a review. - "Geol. Rundschau", v. 64,
p. 287-299.
- 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", v. 245, p. 244-248.
- P i t m a n W.C. III, H a y s J.D., 1973. Upper Cretaceous spread-
ing rates and the great transgression. - "Geol. Soc. America
Abstracts with Programs", v. 5, p.768.
- R e i d P.C., T u c k e r M.E., 1972. Probable late Ordovician
glacial marine sediments from northern Sierra Leone. - "Nature",
v. 238, p. 38-40.
- R u s t I.C., 1973. The evolution of the Paleozoic Cape Basin,
southern margin of Africa. In: Nairn A.E.M., Stehli F.G. (eds).
The ocean basins and margins, v. 1, 583 p., New York, Plenum
Pub. Co.
- S c h e r m e r h o r n L.J.G., 1974. Late Precambrian mixtites:
glacial and/or nonglacial? - "Amer. Jour. Sci.", v. 274, p.673-
824.
- S c h n e i d e r S.H., M a s s C., 1975. Volcanic dust, suns-
pots, and temperature trends. - "Science", v. 190, p. 741-
746.

Shackleton N.J., Kennett J.P., 1975. Paleotemperature history of the Cenozoic and the initiation of Antarctic glaciation: oxygen and carbon isotope analyses in DSDP sites 277, 279, and 281. - "Initial reports of the Deep Sea Drilling Project", v. 29, N 17, p. 743-755.

Tarling D.H., 1974. A palaeomagnetic study of Eocambrian tillites in Scotland. - "Jour. geol. Soc. London", v. 130, p. 163-177.

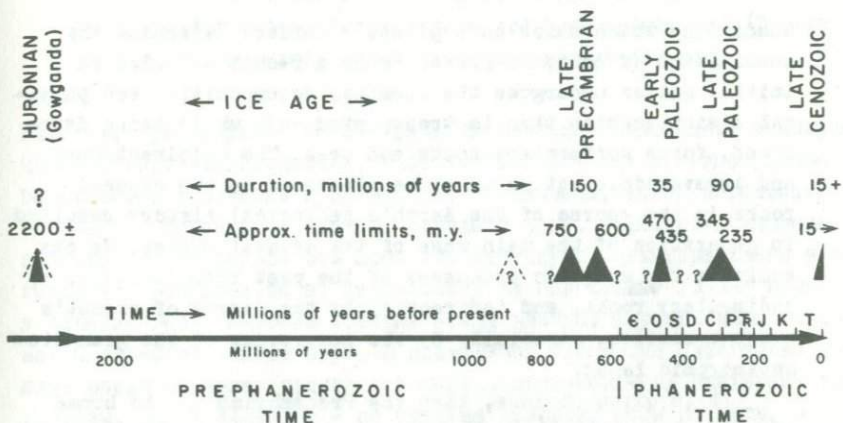
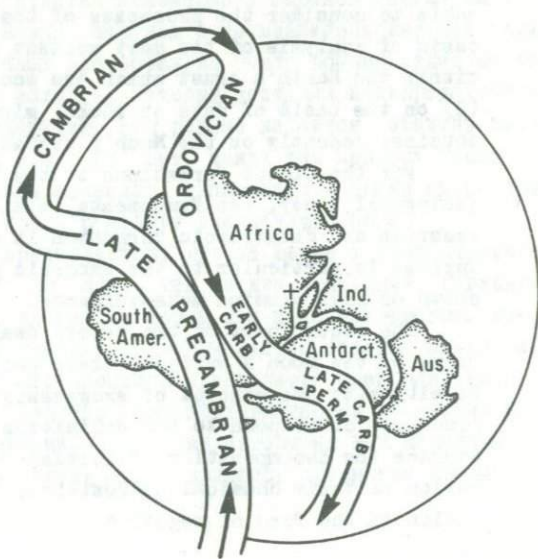


Fig. 1. Time distribution of major ice ages. Time, in millions of years before present is shown linearly. Refer to text for discussion. Data from many sources

Fig. 2. Apparent polar-wander path for Gondwanaland. Very much simplified from McElhinny, 1973, Fig. 136a and McElhinny and others, 1974, Fig. 4. Possible positions of Laurasia not shown



О.М.Р о з е н (СССР)
ЭКЗОГЕНЕЗ В ДОКЕМБРИЙСКОЙ ИСТОРИИ ЗЕМЛИ:
ПРОБЛЕМА ЭВОЛЮЦИИ

O.M.R o z e n (USSR)
EXOGENESIS OF THE PRECAMBRIAN HISTORY OF THE EARTH:
PROBLEM OF THE EVOLUTION

Conditions which exist on a planet's surface determine the combination of exogenic processes as a result of which an initial matter undergoes the chemical decomposition and physical disintegration then is transported and, while being deposited, forms sedimentary rocks and ores. The unidirectional and irreversible action of these processes on the exposed rocks in the course of the Earth's geological history resulted in generation of the main mass of the crustal matter. We can evaluate the exogenic processes of the past both directly, by sedimentary rocks, and indirectly, by the degree of planet's crust evolution, especially by the occurrence of the granitic-metamorphic layer.

It is quite obvious, that the Precambrian in the broad sense includes the whole history of the Earth, beginning from its emergence as a cosmic body. Accordingly, it seems reasonable to consider the processes of the exogenesis (1) on the basis of analysis of the most ancient geological formations within the Earth's crust which are accessible to the study and (2) on the basis of data on rocks, minerals, and processes obtained recently on the Moon's surface.

For the oldest formations of the Earth accessible to the geological study, the fundamental similarity with younger Precambrian and Phanerozoic formation is established, which applies in particular to the exogenic processes too. This is shown on high alumina metasediments.

The second part of the report deals with processes occurring on the Moon's surface, their geological results and conformity with the concept of exogenesis. It shows that these processes correspond to the definition of exogenic ones and embrace the decomposition of initial rocks, irreversible alteration of their chemical composition, transportation, and deposition in the form of regolith.

It is suggested that under Earth's conditions, such processes have occurred with an incomparably greater intensity due to the greater gravity and possibly have led to an appearance of the first fragments of the granitic layer on the Earth's surface.

The data contained in the report, suggest that the evolution of exogenesis in the course of the Earth's history can be divided into the following stages: (1) the preatmospheric stage similar to the Moon's one; (2) the intermediate stage embracing the epoch of heating and degassing of initial matter and the formation of atmosphere and hydrosphere and (3) the mature stage mainly similar to the present-day one.

Условия, существующие на поверхности планеты, определяют совокупность экзогенных процессов, в результате которых исходное вещество разрушается физически и разлагается химически, затем переносится и, отлагаясь, образует осадочные породы и руды. В физико-химических параметрах экзогенеза эти процессы действуют однонаправленно и необратимо. Результатом их воздействия на обнаженные горные породы в течение геологической истории Земли явилось формирование главной массы вещества земной коры. О проявлении процессов экзогенеза в прошлые эпохи мы можем судить как непосредственно — по осадочным горным породам, так и косвенно — по степени развития коры планеты, в особенности по проявлению гранитно-метаморфического слоя.

Вполне очевидно, что понятие докембрия в широком смысле слова охватывает всю историю Земли, начиная с ее возникновения как космического тела. Об экзогенных процессах на Земле обычно судят на основании того отрезка ее истории, который доступен непосредственному геологическому исследованию. Эти данные касаются объектов немного более древних, чем $3,0 \cdot 10^9$ лет. Между тем возраст Земли значительно больше, и если проводить аналогию с лунными процессами, то возраст планеты как единого целого оказывается более $4,2 \cdot 10^9$ лет. Логично предполагать, что на Земле в этот отрезок времени (от $4,2$ до $3,0 \cdot 10^9$ лет), так же как и позднее, проходили процессы экзогенеза, однако их формы нам пока неизвестны. Вероятно, что на одном из этапов, подобном лунной стадии, имели место совершенно специфические процессы экзогенного преобразования кристаллических пород. Существо этих предполагаемых процессов и их соотношение с экзогенными процессами известных нам начальных этапов геологического развития Земли являются предметом рассмотрения в данной работе.

1. ПРЕДПОСЫЛКИ

Сейчас уже вполне очевидно, что первым актом на пути возникновения осадка и последующего формирования всего разнообразия типов осадочных пород является воздействие кор выветривания на предшествующие твердые горные породы (Van Hise, 1904; Leith, Meade, 1915). Возникшие отложения, погружаясь, поступают в зоны повышенных температур и давлений и преобразуются в кристаллические сланцы и палингенные гранитоиды (Barth, 1961), образующие главную массу докембрийских образований кристаллических щитов и основания геосинклиналей (Сидоренко, 1963). Таким образом, возникает — как продукт длительной сепарации вещества в условиях экзогенеза — значительная часть вещества земной коры, состав которой характеризуется избытком кремнезема, преобладанием окиси калия над окисью натрия и в целом подобен гранодиориту (Полдверт, 1957; Ронов, Мигдисов, 1970).

Принимая гипотезу О.Ю.Шмидта об образовании Земли за счет аккумуляции протопланетного метеоритного вещества, мы должны, следовательно, признать, что возникновение гранитно-метаморфического слоя является признаком широкой и длительной химической эволюции этого исходного вещества, той эволюции, которая в значительной части была вызвана и определялась разделением элементов в экзогенезе и синхронно протекавшими процессами глубинной дифференциации исходного вещества с формированием атмосферы и выплывлением первых эндогенных гранитоидов. Следовательно, помимо прямых наблюдений над корами выветривания мы можем судить о существовании и проявлениях процессов экзогенеза по косвенным признакам, отражающимся в седиментогенных породах, и, в наиболее общей форме, по существованию гранитно-метаморфической земной коры в данном регионе.

2. АССОЦИАЦИИ ДРЕВНЕЙШИХ ГОРНЫХ ПОРОД И МИНЕРАЛОВ КАК ПОКАЗАТЕЛЬ УСЛОВИЙ ЭКЗОГЕНЕЗА

На всех континентах широко распространены отложения, возраст которых превышает $2,6 \cdot 10^9$ лет. Эти отложения содержат ассоциации пород, достаточно близкие к парагенезам осадков фанерозоя (Сидоренко и др., 1973). В неметаморфизованных зеленокаменных поясах Канады, Африки и Австралии это конгломераты, граувакки, аркозы, аргиллиты, глинистые сланцы, филлиты, кварциты (как обломочные, так и хемогенные), известняки, доломиты и углеродистые отложения, а также сидериты и джеспилиты, наряду с которыми присутствуют лавы, по составу отвечающие базальтам и липа-

ритам. В метаморфических комплексах того же возраста, относящихся к гранулитовой фации на Алдане, Анабаре, Кольском полуострове, в Гренландии, Африке, Индии, на Мадагаскаре, в Гвиане, также устанавливаются достаточно характерные ассоциации: кислые гранулиты (терригенные отложения), известняки и доломиты, кварциты (по кварцевым песчаникам), корундовые и магнетитовые породы, гондиты (первоначально — бокситы, железистые и марганцовистые отложения соответственно), а также графитовые породы, интерпретируемые как углеродистые отложения. Очевидно, что как в нематерфизованных, так и в глубоко преобразованных породах архея мы наблюдаем достаточно единообразные ассоциации осадочных и вулканогенно-осадочных пород.

Особенно интересны в этом отношении наиболее древние породы на Земле, возраст которых в настоящее время представляется бесспорным. Наиболее важны в связи с этим данные по древнейшим отложениям западной Гренландии (серии амитсок и др., возраст которых более чем $3,65 \cdot 10^9$ лет) и Южной Африки (группы Онвервахт и вышележащие — Модис и Фиг-Три системы Свазиленд с возрастом более $3,1 \cdot 10^9$ лет). Среди этих отложений широко представлены конгломераты, в том числе и базальные, сложенные галькой кварцита, гранита, полосчатых железных руд, песчаные и глинистые отложения, филлитовые сланцы, известняки и доломиты, осадочные железные руды.

Для понимания условий древнейшего экзогенеза важно подчеркнуть два момента: 1) в наиболее древних доступных изучению отложениях существует ассоциация известняк (доломит) — глина — кварцевый песчаник (± джеспилиты, сидериты и другие осадочные отложения), которая совершенно аналогична ассоциации главных типов пород фанерозоя. Очевидно, что единая совокупность этих характерных элементов седиментации, отвечающая фациальному профилю (ряду) осадков в бассейнах фанерозоя, как целое могла возникнуть только при наличии подобных или аналогичных условий экзогенеза; 2) среди обломков встречены не только породы местных толщ и основные вулканы, но и калиевые гранитоиды, что свидетельствует о существовании к этому времени гранитно-метаморфического основания.

Особое значение имеют проведенные в последние годы систематические исследования изотопии углерода и кислорода древних и древнейших карбонатных отложений Советского Союза (около 200 образцов; Сидоренко и др., 1974) и Южной Африки (более 200 параллельных определений; Schidlowski et al., 1975). Устанавлива-

ется исключительная стабильность изотопных отложений $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ и $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ на всем доступном исследовании отрезке геологической истории Земли, что свидетельствует об устойчивости газового баланса атмосферы. В частности, полагают, что начиная с $3,0 \cdot 10^9$ лет в процессе биологического фотосинтеза количество выделяемого в атмосферу кислорода составляло не менее 80% современного уровня (Schidlowski et al., 1975).

Прямым свидетельством физико-химических параметров экзогенных процессов в докембрии являются первичные ассоциации минералов в древнейших корах выветривания и связанных с ними отложениях. В большинстве случаев эти ассоциации непосредственно наблюдать не удается вследствие перекристаллизации при метаморфизме. Однако вероятный исходный минеральный состав можно вычислить на основе предложенного полуэмпирического метода (Розен, 1975₁; Rozen, 1971). Основу расчета составляет распределение щелочей между щелочно-глиноземистыми компонентами (нормативные гидрослюда и монтмориллонит) и полевыми шпатами, а магния и железа — между щелочно-глиноземистыми и железо-магнезиальными (нормативный хлорит) компонентами в соответствии с содержанием в породе глинозема. Последовательность операций унифицирована. Для глинистых минералов приняты составы: гидрослюда — $2\text{K}_2\text{O} \cdot \text{MgO} \cdot \text{FeO} \cdot 6,5\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 16\text{SiO}_2 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$; монтмориллонит — $\text{Na}_2\text{O} \cdot 2\text{MgO} \cdot 3\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 24\text{SiO}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$; хлорит — $k_1\text{MgO} \cdot k_2\text{FeO} \cdot k_3\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot k_4\text{SiO}_2 (\sim 2) \text{H}_2\text{O}$. Коэффициенты k_1, k_2, k_3, k_4 определены как функции коэффициента железистости (f) хлорита, который принимается равным коэффициенту железистости породы (Розен, 1975₁). Применение пересчета предполагает сохранность химического состава пород при метаморфизме, что оправдано при определенных условиях (Розен, 1975₂). Наиболее достоверным является расчет обобщенных компонентов исходного осадка (обломочного, высокоглиноземистого и т.д.). Указываемый минеральный состав этих компонентов соответствует эмпирически наиболее часто встречающейся комбинации петрогенных окислов или форме их проявления (например, $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2$ — каолинит) в условиях, приблизительно соответствующих региональному эпигенезу (Коссовская, Дриц, 1975). Поэтому рассчитанный нормативный минеральный состав исходных пород представляет собой вероятностное решение вопроса, справедливость которого может быть спорной в применении к отдельно взятому образцу, но использование серии анализов, характеризующих единый бассейн седиментации с общими особенностями исходного состава, позволяет уверенно характеризовать главные тенденции в минеральном составе рядов исходных пород.

Для определения исходного минерального состава избраны: профиль метаморфизованной коры выветривания в основании протерозоя с возрастом около 2,6 млрд. лет (подстилающие породы и базальные горизонты криворожской серии декабря Украины), высокоглинистые отложения архея с возрастом более 3,2 млрд. лет (алданский комплекс одноименного щита) и протерозоя с верхним пределом возраста 1,9 млрд. лет (тептегинская серия Сибири; Кориковский, Федоровский, 1970), а также первично-глинистые отложения нижнего протерозоя (кейвская серия Кольского полуострова). Химический и минеральный состав метаморфических пород приведен в табл. 1, вероятный исходный минеральный состав — в табл. 2. Хотя полученные данные относятся к немногим типам отложений и регионам, тем не менее избранные геологические примеры настолько характерны и разновозрастны, а полученные данные — показательны и однородны по своей интерпретации, что выводы могут быть представлены в обобщенной форме.

Исходный состав базальных горизонтов протерозоя в изученном примере (обр. 2) оказался гетит-гидрослюдисто-кварцевым и совпал с расчетным составом подстилающей коры выветривания, имевшей существенно гетит-гидрослюдистый состав (обр. 1). Можно высказать предположение, что исследованы лишь относительно нижние горизонты существенно каолинитового профиля выветривания (с чем согласуется возможное присутствие реликтовых полевых шпатов и цветных минералов), тогда как верхний железисто-каолиновый горизонт был размыт.

Для осадочных отложений суждение о минеральных особенностях исходной коры выветривания оказывается возможным на основе их связи с составом осадков, выражающейся как в химизме формирующихся отложений (Leith, Mead, 1915), так и в ассоциации пород, получивших название формаций кор выветривания (Казаринов, 1958). Некоторые типы железистых руд, бокситы, толщи каолинистых глин, обломочные кварциты являются прямым продуктом размытия кор выветривания, и можно в первом приближении допустить, что слагающие их минералы поступали непосредственно из элювия или отлагались из растворов при незначительном переносе, тогда как для полимиктовых (смешанных) отложений это будет справедливо лишь частично.

В составе кор выветривания в архее (обр. 3–6) оказывается возможным предполагать достаточно полный набор пород латеритного профиля выветривания: глинистый материал гидрослюдисто-монтмориллонитового состава, гиббсит, гидрокислы железа, возможно, хлорит

Таблица 1

Химический состав некоторых наиболее древних седиментогенных

	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	51,45	87,67	76,31	53,00	38,48	12,50
TiO ₂	1,02	0,10	0,95	0,33	2,15	0,89
Al ₂ O ₃	20,33	5,42	6,48	8,64	36,06	78,30
Fe ₂ O ₃	2,42	0,68	2,57	2,17	3,69	0,90
FeO	11,64	4,33	8,12	30,30	7,13	0,88
MnO	0,12	0,02	0,09	0,09	0,11	0,01
MgO	2,52	0,49	3,63	3,10	4,64	2,11
CaO	0,33	0,04	0,30	2,04	0,73	2,52
Na ₂ O	0,22	0,11	0,18	0,09	1,04	0,55
K ₂ O	6,18	0,95	0,89	0,09	4,00	0,21
H ₂ O ⁺	-	-	0,67	0,44	1,70	1,22
H ₂ O ⁻	-	-	-	-	-	-
CO ₂	-	-	-	-	-	-
P ₂ O ₅	0,13	0,09	-	-	-	-
П.н.п.	4,18	1,60	-	-	-	-
Сумма	100,54	101,50	100,30	100,29	99,73	100,09

1 - 2 - кора выветривания, основание криворожской серии, саксаганский район (Головенко, Шалек, 1975): 1 - биотито-серицитовый сланец в докриворожской коре выветривания, обр. 173з, 2 - слюдястый кварцито-песчаник в основании криворожской серии, обр. 173м; 3-6 - высокоглиноземистый тип отложений, архей Аддана, адданский комплекс (Кулиш, 1973): 3 - кварцито-гнейс с гранатом, табл.3, № 10, 4 - кварцево-гиперстеновый сланец, табл.6, № 1, 5 - силлиманит-биотит-кордиеритовый гнейс, табл.9, № 10, 6 - ко-

метаморфических пород

7	8	9	10	11	12	13
65,50	47,26	33,74	56,33	77,58	47,60	43,77
0,62	1,36	0,84	1,23	0,75	2,30	3,29
18,18	37,07	39,42	33,24	10,67	16,20	28,03
1,65	-	8,74	0,62	0,83	3,54	8,80
5,33	10,89	6,98	0,26	5,30	10,56	11,77
0,09	0,27	1,15	0,01	0,11	0,39	0,66
1,01	0,96	0,70	0,12	0,11	2,6	0,63
1,14	0,65	0,20	0,59	5,30	9,86	0,80
-	0,11	0,50	0,95	0,97	2,24	0,14
2,94	0,53	1,63	2,16	1,84	1,33	0,13
-	-	-	3,20	0,54	1,00	-
0,42	-	0,22	0,33	0,22	0,09	0,51
-	-	-	0,12	-	-	-
-	-	-	0,09	0,01	1,37	0,09
3,48	0,95	5,45	0,18	-	1,21	-
100,26	100,22	99,70	99,65	100,17	99,66	100,26

рундит, табл.10, № 7; 7-9 - высокоглиноземистый тип отложений, протерозой Байкальской горной области, тепторгинская серия (Головенко, 1966): 7 - ставролитовый сланец, обр.11, 8 - дистено-ставролитовый сланец, обр.№ 15, 9 - оттреллитовый сланец, обр. № 18; 10-13 - глинистый тип отложений, кейвская серия, протерозой Кольского полуострова: 10 - ставролит-кианито-слюдястый сланец, 11 - гранато-слюдяной сланец, 12 - гранатовый амфиболит, 13 - гранатит.

Таблица 2

Первичный минеральный состав некоторых наиболее древних анализов, Розен, 1975)

Вероятный компонентный состав исходных пород	Расчетный нормативно-минералогический состав исходных пород	Кора выветривания		Высокоглиноземистый тип отложений, архей		
		I	2	3	4	5
Обломочный	Кварц	21,23	77,12	65,48	40,69	-
	Плагиоклаз	2,14	-	1,85	1,09	3,41
	Ортоклаз	5,80	-	-	-	-
	Сумма	29,17	77,12	67,33	41,78	3,41
Глинистый						
Высокоглиноземистый	Гипс	-	-	-	-	38,08
	Каолинит	1,19	0,25	-	-	-
Щелочно-глиноземистый	Иллит	48,74	7,33	7,53	1,38	25,59
	Монтмориллонит	-	4,29	-	-	16,07
Магнезиально-железистый	Хлорит	3,21 ^X	3,40	16,72 ^{XX}	29,88 ^{XXX}	4,72 ^X
	Сумма	53,14	15,27	24,25	30,24	84,46
Железистый	Гетит	15,37	7,26	6,64	21,51	8,52
Карбонатный	Кальцит	-	-	-	-	-
	Доломит	0,64	-	0,74	6,09	1,79
	Анкерит	-	-	-	-	-
	Сумма	0,64	-	0,74	6,09	1,79
Прочие. минералы титана, фосфора и др.		1,67	0,34	1,14	0,38	1,81

Нормативные исходные породы (номера анализов соответствуют табл. 1): I - гетито-глинистая порода коры выветривания с кварцем и полевыми шпатами; 2 - гетито-кварцевый глинистый песчаник^{XXXX}; 3 - кварцевый песчаник с гетито-глинисто-хлоритовым цементом; 4 - песчаная гетито-шамозитовая порода с карбонатным материалом; 5 - гетито-гипсисто-глинистая порода; 6 - гипсисто-глинистая порода (боксит) с карбонатным материалом; 7 - кварцевый песчаник с шамозито-глинистым цементом; 8 - шамозито-каолинистая порода; 9 - гипсисто-глинистая порода; 10 - каолинистая глина с песчаным материалом; II - кварцевый песчаник с карбонатным материалом;

отложений, вес.% (литохимический пересчет силикатных

6	Высокоглиноземистый тип отложений, протерозой			Глинистый тип отложений, протерозой			
	7	8	9	10	II	I2	I3
-	44,23	3,25	-	8,32	51,92	20,15	2,56
0,73	-	-	1,75	8,37	7,80	21,65	-
-	-	-	-	8,57	6,50	-	-
0,73	44,23	3,25	1,75	25,26	66,22	41,80	2,56
78,00	-	-	22,06	-	-	-	-
-	16,91	63,84	38,71	67,58	12,27	-	51,99
1,04	23,81	2,71	11,41	4,34	4,05	10,41	9,76
12,20	-	3,96	8,36	-	-	-	4,08
-	7,86	21,45	-	-	-	26,36	16,75
91,24	48,58	91,91	80,54	71,92	16,32	36,77	82,58
1,45	1,88	1,02	14,89	0,31	-	-	8,56
-	-	-	-	-	0,99	10,00	-
4,47	-	-	-	-	-	0,73	-
1,50	4,56	2,33	0,62	0,83	15,69	7,05	2,21
5,97	4,56	2,33	0,62	0,83	16,68	17,78	2,21
0,62	0,75	1,45	2,20	1,67	0,78	3,65	4,09

I2 - карбонатно-песчано-глинистая порода с шамозитом; I3 - каолинистая глина с гетитом и шамозитом.

^X Избыток Mg, рассчитан как серпентин.

^{XX} В том числе 3,89% - рассчитанный как серпентин избыток Mg.

^{XXX} То же, 1,28%.

^{XXXX} Термин "песчаник" используется условно для простоты изложения, фактически в равной мере вероятны и алевроитовые размеры обломочных частиц.

шамезитового типа. Размыв приводил к раздельному формированию как кварцево-железистых, так и бокситовых пород. Отличительной особенностью этих пород является, во-первых, высокая магнезиальность, а во-вторых, отсутствие каолинитового компонента. В известной степени это может быть объяснено эпигенетическими процессами, и в частности процессами карбонатизации, что установлено для бокситов (Бушинский, 1971, стр. 222). Можно также предположить, что выветривание шло в семиаридных, переходных к аридным, условиях, как, например, перед отложением докембрийской серии Кивино в Северной Америке (Kalliokoski, 1975). Не совместное проявление этих особенностей в совершенно различных - железистых, глинистых и бокситовых - отложениях указывает, скорее всего, на то, что общей причиной была специфика состава выветривающихся пород. Бескаолинитовые магнезиально-железистые коры выветривания развиваются на серпентинитах (Ра-зумова, 1967; Петров, 1967), и, вероятно, широкое распространение последних в области размыва обусловило указанные особенности состава высокоглиноземистых пород.

Высокоглиноземистые отложения протерозоя (табл. 2, № 7-9), по-видимому, образовались в результате размыва латеритной коры выветривания, в которой, вероятно, были развиты все главные минеральные зоны - ментмориллонит-хлорит-гидрослюдистая, каолини-товая, гиббситовая, железистая.

Исходным материалом для глинистого типа отложений протерозоя (табл. 2, № 10-13) служили породы глинистой, существенно каоли-нитовой коры выветривания с железистыми породами в верхней зоне, продукты размыва которых (табл. 2, № 11-13) оказались в основании изученного разреза. Каолинистый состав коры мог быть, в частности, обусловлен тем, что выветривались кварцево-полевцо-шпатовые, кислые по составу подстилающие породы.

Вполне очевидно, что все полученные данные по минеральному составу удовлетворительно соответствуют известным и изученным моделям кор выветривания позднего докембрия и фанерозоя. Основа континентального литогенеза - коры выветривания (в собственном смысле слова) были, очевидно, и в докембрии главным источником вещества для осадочных толщ. Совокупность полученных расчетных данных внутренне непротиворечива и однозначно указывает на то, что в раннем докембрии существовали высокогли-ноземистые (нормативно-гиббситовые), глиноземистые (нормативно-каолинистовые) и щелочно-глиноземистые (нормативно-гидрослюдис-тые) коры выветривания и продукты их размыва были широко рас-

пространены. Сходство минеральных составов докембрийских и фанерозойских кор выветривания и образованных при их размыве отложений достаточно определенно указывает на подобие условий экзогенеза на всем, доступном непосредственному геологическому исследованию, отрезке истории Земли.

Если имеющиеся данные достоверны (а сомневаться в этом нет оснований, поскольку одинаковое решение оказывается следствием применения различных методов), мы должны сделать вывод, что наиболее древние геологически документируемые процессы выветривания, как и вообще процессы экзогенеза, протекали в условиях, подобных или близких (но не тождественных) к современным. Однако, с точки зрения развития планеты как космического целого, естественно предполагать, что этому предшествовали некоторые другие формы экзогенеза, в которых можно судить по косвенным признакам, например по особенностям преобразования лунного вещества. Важность такого рода исследований была показана А.В.Сидоренко (1975, стр.13).

3. ЭКЗОГЕНЕЗ НА ДОАТМОСФЕРНОЙ (ЛУННОЙ) СТАДИИ РАЗВИТИЯ ПЛАНЕТЫ

Современная космогоническая теория позволяет предполагать, что после аккреции протопланетного вещества и образования Земли как единого космического тела и до начала интенсивного выделения летучих компонентов и возникновения первичных атмосферы и океана на земной поверхности господствовали условия, подобные тем, которые в настоящее время изучены на Луне и в которых формируется реголит.

Очевидно, что за время своего существования (начиная по крайней мере с $4,2 \cdot 10^9$ лет) реголит претерпел значительные экзогенные воздействия. В этой связи необходимо остановиться на составе и состоянии этого слоя и на его химической эволюции, с тем чтобы рассмотреть, соответствуют ли наблюдаемые явления понятию экзогенеза, и если соответствуют, то каковы направленности и геологические следствия протекающих процессов.

В соответствии с общепринятой трактовкой термин "экзогенез" (экзогенные процессы) охватывает геологические процессы, которые вызываются внешними по отношению к Земле силами, действуют на поверхности Земли и в самых верхних частях литосферы и включают: 1) физическое разрушение и химическое разложение, связанные с воздействием поверхностных агентов; 2) перемещение возникающих продук-

тов; 3) образование слоистых отложений из продуктов дезинтеграции и разложения. Представляется, таким образом, что нам достаточно, с одной стороны, установить такие физические явления, как дезинтеграция, перемещение и отложение в виде слоев возникающего на поверхности вещества, а с другой — выявить направленные химические изменения, подобные тем, которые делают столь различительно несхожими исходные породы и конечные продукты экзогенеза в широкоизвестных геологических явлениях на Земле.

Специфические базальтоиды и анортозиты являются исходным эндогенным веществом для образования реголита (Виноградов, 1974₂). Основными факторами, определяющими превращения горных пород на поверхности Луны (внешними, экзогенными факторами), являются падение метеоритов и бомбардировка различными ядерными частицами, поступающими в основном в виде солнечного ветра и космического излучения. Однако роль излучений в формировании поверхностных пород на данном уровне рассмотрения вопроса можно считать совершенно незначительной.

Под воздействием ударов метеоритов вещество поверхности преобразуется, однако оно всегда является местным, и метеориты, по-видимому, играют роль лишь энергоносителя, тогда как приносимое ими вещество не оказывает существенного, заметного влияния на состав возникающих пород (Мэйсон, Мелсон, 1973). Возникают породы, обусловленные ударным воздействием: 1) разнообразные обломки, выброшенные из импактных кратеров и составляющие преобладающую часть реголита, 2) микробрекчии, образование которых связано с литификацией под воздействием ударно-взрывных процессов или со спеканием отложений в ударной волне. Среди отдельных фрагментов наряду с обломками пород и минералов выделяются также: 1) шарики и угловатые обломки стекловатого материала, 2) стекловатые брызги на поверхности обломков пород, 3) железо-никелевые гранулы (шарики) в реголите и внутри других стекловатых фрагментов.

Количественные соотношения различных по составу фрагментов реголита в районе посадки автоматической станции "Луна-16", по А.П.Виноградову (1974_{1,2}), представлены в табл. 3.

Признаки ударных воздействий фиксируются по деформациям минералов и присутствию осколков (Фрэнч, 1974). Оценки интенсивности ударного воздействия показывают, что давления достигали сотен килобар, а температуры, возможно превышающие 3000°C (точка кипения железа), были достаточны для достижения значительных по величине эффектов испарения горных пород.

Подвергающийся таким воздействиям реголит непрерывно перемещается в пространстве и при этом перемешивается. Перемещение и перемешивание происходят при образовании больших и малых кратеров. Изучение треков ядерных частиц космического излучения на разных сторонах отдельных обломков пород и минералов, составляющих реголит, показывает, что скорость эрозии пород на лунной поверхности равна примерно 10^{-7} см/год, а процессы перемешивания действуют постоянно, хотя и протекают медленно (Fleischer et al., 1970). Данные о скоростях перемещений сейчас, по-видимому, еще весьма приблизительны, поскольку они основываются на радиологическом датировании продуктов космического облучения в наружных частях отдельных фрагментов пород и минералов.

Изучение условий залегания показывает, что реголит образует слой на поверхности, мощность которого оценивается от десятков сантиметров (35 см, Виноградов, 1974₂) до 3-10 м и в среднем составляет около 4 м (Мэйсон, Мелсон, 1973). Наблюдается отчетливая горизонтальная слоистость, описываемая, например, следующим образом (сверху вниз): 1) тонкий пылевой слой, 3 мм; 2) тонкий темно-серый слой крепкой породы, растрескивающийся при приложении силы, 6 мм; 3) слой мягкого, слегка сцементированного песчано-пылеватого материала темно-серого цвета, 5-15 см; 4) слой, представляющий собой переход к нижележащим породам и обладающий большей прочностью и механическим сопротивлением.

По гранулометрическому составу реголит сложен главным образом частицами размером около 0,1 мм (медианный диаметр), отвечающими мелкозернистому песку или алевроиту: в значительном количестве присутствуют пылеватые частицы размером менее 0,002 мм и обломки размером 2-30 мм.

В песчано-алевритовой фракции преобладают обломки минералов, наряду с которыми присутствуют многочисленные продукты расплавления и разбрызгивания (гранулы, шарики), в которых упомянуто выше. Гравийные обломки сложены главным образом породами - базальтами и анортозитами.

Изучение гранулометрии и морфологии частиц, в частности, показывает, что "в составе реголита резко преобладают вторичные частицы, обязанные своим происхождением экзогенным воздействиям" (Флоренский и др., 1974, стр. 42). В крупных фракциях много брекчий, с уменьшением размера частиц возрастает содержание шлаков, слезков и в особенности стекла (табл. 4). Вполне очевидна связь размерности и состава обломков, обусловленная экзогенными процессами их формирования.

Таблица 3

Распределение частиц различных пород в реголите Моря Изобилия по керну автоматической станции "Луна-16" для фракции +0,45 мм (в %) по А.П.Виноградову (1974_Г)

Интервал (сверху вниз)	0-15 см Тонкозернистый материал с малым содержанием грубых фракций. Обломков более 3 мм не содержит		15-33 см Разнозернистый материал с включениями обломков пород и других частиц размером более 3 мм	
	А	Б	В	Г
Габбро	13,1	17,5	8,1	15,2
Базальт	7,3	9,0	4,9	7,9
Анортозит	1,1	3,7	2,5	4,5
Брекчии	33,9	41,4	35,5	8,3
Шлаки и спеки	40,0	17,5	41,8	53,5
Стекла и монозерна	2,3	4,0	6,2	6,1
Шарики	1,2	1,3	1,2	1,6
Различные частицы	1,2	5,7	-	2,6
Общее число частиц, шт.	838	297	2351	755
Вес фракции, г	0,230	0,100	0,560	0,260

Таблица 4

Содержание стекла в мелких фракциях реголита (в % от общего числа частиц) по К.П.Флоренскому с соавторами (1974)

Зона ^х	Размеры частиц, мкм			
	80 - 70	50 - 40	20 - 10	4 - 2
А	24	27	63	88
Б	17	26	51	94
В	32	29	52	92
Г	14	29	43	92

^х Описание зон см. в табл. I.

По своему петрографическому составу эти отложения непосредственно связаны с подстилающими кристаллическими породами, что отчетливо устанавливается по сходству минерального состава и набору пород в обломках и, с особенной ясностью, при сопоставлениях химического состава кристаллических пород в целом, реголита и стекловатых фрагментов (шариков), собранных в одном и том же месте (Виноградов и др., 1974; Гласс, 1974, стр. 238).

Таким образом, на поверхности возникает пласт переработанных внешними факторами отложений. Специфика и скорость их возникновения определяются двумя главными чертами: частотой падения космических тел и чрезвычайно высокой интенсивностью воздействия каждого отдельного падения, которое может вызвать расплавление, кипение, разбрызгивание и испарение главных типов пород фундамента — базальтоидов и анортозитов. Эту группу физических процессов представляется естественным отнести к категории экзогенеза.

Однако процессы экзогенеза в собственном общепринятом смысле слова охватывают не только физические, но и химические, во многом необратимые в пределах самого экзогенеза, преобразования исходного вещества. Вопрос о химических изменениях не столь очевиден и заслуживает специального рассмотрения.

Существующие данные позволяют высказать предположение, что в рассматриваемых условиях экзогенеза идут необратимые процессы химического фракционирования исходного базальтоидного вещества с образованием кислых гранитоидных пород. Подавляющее большинство изученных образцов кристаллических лунных пород, как полагают, близко к базальту (табл. 5, № 1, 2) и к анортозиту (№ 3). Вместе с тем обнаруживаются и признаки существования кислых пород в виде риолитового интерстициального стекловатого мезостависа в лунных базальтах, нередко образующего самостоятельные "капли" микроскопических размеров (30 мкм), свидетельствующие о ликвиации лунных расплавов основного состава на две несмешивающиеся жидкости (Roedder, Weiblen, 1970), одна из которых соответствует граниту (табл. 5, № 4, 6).

Особое внимание привлекают в этой связи породы кислого состава (табл. 5, № 5), не обнаруживающие прямой связи с базальтом. Можно полагать, что распространены подобные породы достаточно широко, поскольку они, как известно, довольно хорошо соответствуют определенным типам тектитов (№ 7-9), известных на Земле как проблематические образования и нередко относимых к лунному материалу, о чем, вероятно, косвенно свидетельствует присутствие в них кэсита (Walter, 1965).

Таблица 5

Химический состав главных типов лунных пород и некоторых тектитов

	I	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	40,38	40	45,4	76,1	61	71,8	63,5	68,88	73,31
TiO ₂	10,90	3,7	Следы	0,5	1,2	0,46	0,8	3,64	0,69
Al ₂ O ₃	9,43	11,2	33,8	11,7	12	12,3	12,6	5,60	11,68
FeO	19,32	21,3	2,8	2,5	10	3,23	8,5	15,53	4,55
MnO	0,26	0,26	0,2	-	0,12	0,00	-	-	-
MgO	7,20	11,7	1,7	0,3	6,0	0,10	6,8	2,03	2,02
CaO	11,05	10,7	17,5	1,9	6,3	1,38	3,8	2,51	3,50
Na ₂ O	0,46	0,45	0,4	0,4	0,69	0,56	0,7	0,03	1,25
K ₂ O	0,17	0,065	Следы	6,6	2,0	8,93	1,5	1,43	2,26
P ₂ O ₅	0,12	-	-	-	-	0,03	-	-	-
Cr ₂ O ₃	0,33	0,55	Следы	-	0,15	-	-	-	-
ZrO ₂	-	-	-	-	0,30	-	-	-	-
S	0,19	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe	0,20	-	-	-	-	-	-	-	-
	100,01	-	-	100,0	-	-	-	100,50	99,34

I - среднее для 11 образцов кристаллических пород (базальты, Мэйсон и Мелсон, 1973; табл. 4.1, № 3); 2 - среднее для 9 образцов (там же, табл. 4.2, № 5); 3 - анортосит (там же, табл. 5.2, № 2); 4 - средневзвешенное из 37 анализов включений риолитового стекла в мезостазисе ферробазальта (там же, табл. 4.3, № 6); 5 - образец полевошпатовой породы № I2013, богатой плагиоклазом и санидином (там же, табл. 4.2, № 6); 6 - остаточное стекло в базальтовой породе (Тарасов и др., табл. 10, № I55-7); 7-8 - тектиты; 7 - тектит с о. Ява (Cassidy et al., 1969), 8 - тектит Западной Сахары (Smith, Ней, 1952); 9 - австралиты, среднее из 43 определений (Taylor, Sachs, 1964).

По-видимому, наиболее распространенным процессом на поверхности Луны может быть образование в связи с ударным метеоритным взрывом сферических частиц при вспенивании, продолжающемся до разрыва стенок пузырьков, которые затем стягиваются в сферы силами поверхностного натяжения. Имеются признаки прямой конденсации силикатов из взрывного облака. Принципиально важно для дальнейшего рассмотрения подчеркнуть такую деталь, как возникновение на стенках разрушенных пузырьков гладкого стеклянного покрытия, в котором обнаруживается повышение содержания кремния и калия (Мэйсон, Мелсон, 1973; Mc Kay et al., 1970). Такой состав можно предполагать для конденсата, если он возникал за счет базальта при фракционном испарении в вакууме.

Экспериментальное испарение базальтоидов в вакууме действительно обнаруживает селективный вынос натрия и калия, частично железа (Гуткин и др., 1969). Отмечено, что полного удаления щелочей при этом не происходит. Однако процесс в целом приводит к тому, что содержащие сравнительно мало кремнезема лунные породы при расчетах нормативного минерального состава оказываются пересыщенными SiO_2 и нормативно-кварцсодержащими (Ringwood, Green, 1972). Можно предполагать, что такой процесс явился бы идеальным в объяснении образования силикатной оболочки земной коры" (Хитаров и др., 1972, стр. 1480).

Раздельное фракционирование калия и натрия при испарении пород разного состава осуществлено О.И. Яковлевым с соавторами (1972, 1973). Удалось показать (см. рис.), что следствия испарения в одинаковых условиях принципиально различны для базальта и гранита. В частности, из базальта уходит в пар, а затем в конденсат преимущественно калий, а из гранита — натрий. Это может быть объяснено кислотно-основным взаимодействием: поскольку K_2O является более сильным основанием, чем Na_2O , то с увеличением основности расплава коэффициент активности K_2O будет расти быстрее, чем Na_2O , и в соответствии с выведенными уравнениями (Яковлев и др., 1973) это приведет к тому, что K_2O будет быстрее покидать базальтовый расплав и, напротив, Na_2O будет быстрее удаляться из гранитного расплава.

Приведенные данные отражают, по-видимому, главный процесс химического изменения пород лунной поверхности, протекающий при непрерывной метеоритной бомбардировке. Переход при ударе через точку плавления и, возможно, кипения должен приводить к необратимому фракционированию исходных пород на основные и кислые. Появление кислых по составу капель и корок в указанных условиях

кислотности — щелочности расплава делает возникшее гранитное вещество устойчивым по отношению к обратной гомогенизации при повторном ударном испарении.

Существенным подтверждением сказанного является фракционирование изотопов кислорода и кремния (Мэйсон, Мелсон, 1973; Epstein, Taylor, 1970; Walter, Clayton, 1967).

Оказывается, что главные компоненты реголита — стекла, микробрекчии и мелкозернистый материал — обнаруживают систематическое обогащение тяжелыми изотопами кислорода и кремния по отношению к базальтовым породам. Причиной этого, как полагают, является фракционирование в процессе кипения при сильном ударе. Для кислорода подобный процесс удается моделировать в лабораторных условиях (Walter, Clayton, 1967).

Все рассмотренные процессы химической дифференциации поверхностных пород действуют в условиях импактного плавления. Такое плавление, как полагают (Nulme, 1974), в крупных масштабах сопровождается появлением лунных кратеров. Под ними, вследствие разогревания при трении во время релаксации напряженного и изостатически неравновесного состояния непосредственно после удара, возникают локальные очаги расплавления (Nulme, 1974). Выплескивающиеся при этом расплавы также подвергаются фракционному испарению. Таким образом, становится очевидным главное во всех этих явлениях: постоянство действия и стабильная направленность изменений химического состава (раскисление) пород, находящихся на поверхности.

В рассмотренной модели фиксируются все главные признаки процессов экзогенеза, как физические (дезинтеграция, перемещение и отложение), так и химические (разделение исходного базальтового вещества и появление кислых по составу продуктов при фракционном испарении и последующей конденсации, а также накопление тяжелых изотопов кислорода в отложениях, возникающих на поверхности). Здесь усматриваются в эмбриональной форме основные геохимические черты современного экзогенеза на Земле: дифференциация вещества и отделение в первую очередь щелочей и кремнезема, формирование кварцево-полевшпатового, кислого гранитного вещества и обогащение тяжелым кислородом накапливающихся отложений. Если это предположение справедливо — а в этом нас убеждает весь накопленный материал, — можно полагать, что именно в доатмосферную (лунную) стадию развития планеты началось экзогенное зарождение того специфического поверхностного слоя, который в настоящее время представляет собой земную кору.

Существенно различная сила тяжести Земли и Луны определяла, вероятно, различное течение экзогенных процессов доатмосферной стадии: на Земле энергия этих процессов была несравненно выше и, следовательно, процессы дифференциации вещества протекли гораздо интенсивнее.

4. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассматривая древнейшие процессы экзогенеза на Земле, мы приходим к пониманию следующих трех главных аспектов современного состояния знаний в этой области.

1. Все известные в настоящее время геологические данные о древних и древнейших отложениях позволяют составить вполне определенное представление о процессах выветривания на земной поверхности в то время. Главные явления: ассоциации осадочных пород, ассоциации слагающих их минералов и соотношения изотопов кислорода и других элементов — однозначно указывают на то, что физико-химические условия осадконакопления были уже 3,0 млрд. лет назад достаточно близки или, точнее, подобны современным. В атмосфере содержался в значительных количествах кислород, а выветривание, перенос и отложение осуществлялись главным образом в водных условиях. Еще не удается достоверно установить сколько-нибудь широкого распространения существенно иных условий седиментации в начальные этапы геологической истории, которые мы можем исследовать, изучая наблюдаемые на поверхности горные породы.

2. Обращаясь к наиболее достоверным космологическим гипотезам, следует полагать, что Земля проходила лунную стадию, последовавшую сразу вслед за аккрецией первичного вещества планеты и предшествующую отщеплению летучих компонентов и образованию гидросферы и атмосферы.

Рассматривая имеющиеся в этом отношении данные, мы приходим к выводу, что именно в это время начали действовать первые процессы экзогенеза: первое разделение исходного вещества поверхности планеты на кислые и основные породы, отщепление и раздельная эволюция целочей и кремния, разделение изотопов, в частности, кислорода и обогащение тяжелым изотопом первых продуктов седиментации. Основными факторами, вызвавшими эти процессы, были падение космических тел и потоки космических излучений.

3. Оказывается, что история экзогенных процессов на Земле (после формирования планеты как целого) может быть расчленена на три главных этапа:

- 1) этап, предшествовавший появлению атмосферы и гидросферы (доатмосферная стадия);
- 2) этап возникновения ранней эволюции атмосферы и гидросферы (промежуточная стадия);
- 3) этап седиментации в условиях, подобных современным (зрелая стадия).

Если первый этап удастся раскрыть на основании представлений о лунной стадии, а последний этап является областью интенсивных исследований непосредственных продуктов экзогенеза — осадочных пород того времени, то во втором этапе сейчас достоверных данных практически нет. Можно предполагать, что выявление процессов экзогенеза этого этапа будет базироваться не только на геологических наблюдениях, но и, вероятно в первую очередь, на определении последовательности и особенностей процессов дегазации первичного вещества планеты во время формирования первичных атмосферы и гидросферы.

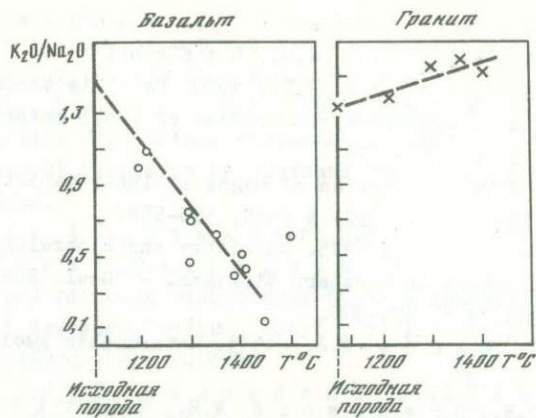
ЛИТЕРАТУРА

- Буш и н с к и й Г.И., 1971. Геология бокситов. М., "Недра".
- В и н о г р а д о в А.П., 1974₁. Предварительные данные о лунном грунте, доставленном автоматической станцией "Луна-16". — В кн.: Лунный грунт из Моря Изобилия. М., "Наука".
- В и н о г р а д о в А.П., 1974₂. О генезисе реголита Луны. — В кн.: Лунный грунт из Моря Изобилия. М., "Наука".
- В и н о г р а д о в А.П., Ч у п а ж и н М.С., Ш е в а л е в с к и й И.Д., Б е л я е в Ю.И., 1974. Химический состав реголита "Луны-16". — В кн.: Лунный грунт из Моря Изобилия. М., "Наука".
- Г л а с с В.П., 1974. Исследование стеклянного шарика из пробы "Луны-16". — В кн.: Лунный грунт из Моря Изобилия, М., "Наука".
- Г о д о в е н к о в В.К., 1966. Литология и палеогеография глинистых и обломочных толщ среднего протерозоя Байкальской горной области. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. I. М., "Недра".
- Г о л о в е н к о в В.К., Ш а л е к Е.А., 1975. О геохимических особенностях докризверожской коры выветривания на базитах Саксаганского района. — В кн.: Докембрийские коры выветривания. Материалы всес. семинара. М., ВИАМС.

- Г у т к и н А.М., Р а й т б у р т Ц.М., С л о н и м - с к а я М.В., С у ш к и н Е.Г., Ф о м и н а И.А., 1969. Об особенностях образования лавовых покровов на Луне. - Тр. ГИН АН СССР, вып. 204. М., "Наука".
- К а з а р и н о в В.П., 1958. Мезозойские и кайнозойские отложения Западной Сибири. М., Гостоптехиздат.
- К о р и к о в с к и й С.П., Ф е д о р о в с к и й В.С., 1970. Новые данные о возрасте докембрийских толщ между-речья рр. Нечеры и Бульбухты (южная часть Патомского нагорья). - "Изв. АН СССР, сер. геол.", № 12.
- К е с с о в с к а я А.Г., Д р и ц В.А., 1975. Диктаэдрические слюды и хлориты как индикаторы регионального эпигенеза-метаморфизма. - В кн.: Кристаллохимия минералов и геологические проблемы. М., "Наука".
- К у л и ш Е.А., 1973. Высокоглиноземистые метаморфические породы нижнего архея Алданского щита и их литология. Хабаровск, "Наука".
- М э й с о н Б., Мелсон У., 1973. Лунные породы. М., "Мир".
- П е т р о в В.П., 1967. Основы учения о древних корях выветривания. М., "Недра".
- П о л д е р в а р т А., 1957. Химия земной коры. - В кн.: Земная кора. М., ИЛ.
- Р а з у м о в а В.Н., 1967. Коря выветривания латеритного и каолинового типа основных пород. - Тр. ГИН АН СССР, вып. 174. М., "Наука".
- Р о з е н О.М., 1975₁. Седиментологическая интерпретация химизма метаморфических пород. - Тр. X Всес. литол. совеща-ния, т. I. М., "Недра".
- Р о з е н О.М., 1975₂. Сохранность химического состава гор-ных пород при метаморфизме. Экспресс-информация, сер. регион. геологии и геол. карт., вып. 4. М., ВИЭМС.
- Р о н о в А.Б., М и г д и с о в А.А., 1970. Эволюция химичес-кого состава пород щитов и осадочного покрова Русской и Североамериканской платформ. - "Геохимия", № 4.
- С и д о р е н к о А.В., 1963. Проблемы осадочной геологии докембрия. - "Сов. геология", № 4.
- С и д о р е н к о А.В., 1969. О едином историко-геологическом принципе изучения докембрия и постдокембрия. - "Докл. АН СССР", т. 186, № I.
- С и д о р е н к о А.В., 1975. Осадочная геология докембрия и ее значение для познания допалеозойской истории Земли. - "Сов. геология", № 2.

- Сидоренко А.В., Борщевский Ю.А., Борисова С.Л., Устинов В.М., Гиммельфарб Г.Б., Попова Н.К., 1974. Изотопные особенности древнейших карбонатных отложений докембрия. - В кн.: Пятый Всесоюзный симпозиум по геохимии стабильных изотопов. М., ГЕОХИ.
- Сидоренко А.В., Теняков В.А., Розен О.М., Борщевский Ю.А., Сидоренко Св. А., 1973. Основные черты геохимии гипергенеза раннего докембрия. - В кн.: Тр. I Междунар. геохим. конгр., т. IV, кн. I. Осадочные процессы. М., ВИНТИ.
- Тарасов Л.С., Шевалевский И.Д., Назаров М.А., 1974. Петрографо-минералогическое исследование магматических пород из Моря Изобилия. - В кн.: Лунный грунт из Моря Изобилия. М., "Наука".
- Флоренский К.П., Иванов А.В., Тарасов Л.С., Станев Ю.И., Родэ О.Д., 1974. Морфология и типы частиц реголита из Моря Изобилия. - В кн.: Лунный грунт из Моря Изобилия. М., "Наука".
- Френч Б.М., 1974. Ударные эффекты в образцах лунного грунта, доставленного советской станцией "Луна-16" из района Моря Изобилия. - В кн.: Лунный грунт из Моря Изобилия. М., "Наука".
- Хитаров Н.И., Пугин В.А., Слущкий А.Б., Солдатов И.А., Ревин Н.И., 1972. Оливиновый толеит, его плавление и эволюция в P-T условиях эксперимента. - "Геохимия", № 12.
- Яковлев О.И., Косолапов А.И., Кузнецов А.В., Нусинов М.Д., 1972. Результаты исследования фракционного испарения базальтового расплава в вакууме. - "Докл. АН СССР", т. 206, № 4.
- Яковлев О.И., Косолапов А.И., Кузнецов А.В., Нусинов М.Д., 1973. Особенности испарения К и Na из расплавов в вакууме. - "Вестн. МГУ", № 5.
- Варт Т.Ф.В., 1961. Abundance of the elements, areol averages, and geochemical cycles. - "Geoch. et Cosm. Acta", v. 23, N 1, 1-8.
- Сасиду W.A., Glass B., Неезен В.С., 1969. Physical and chemical properties of Australian microtektites. - "Jour. Geophys. Res.", v. 74, 1008-1025.
- Ерстеин S., Тейлор Н.Р., 1970. $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$; $^{30}\text{Si}/^{28}\text{Si}$; D/H and $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ studies of lunar rocks and minerals. - "Science", 167, 533-536.

- Fleischer R.L., Haines E.L., Hanneman R.E., Hart H.R., Kaspar J.S., Lifshin E., Woods R.T., Price P.B., 1970. Particle track X-ray, thermal and mass spectrometric studies of lunar material. - "Science", v. 167, 568-571.
- Hulme G., 1974. Generation of magma at lunar impact crater series. - "Nature", v. 252, N 5484, 556-558.
- Kallioikoski J., 1975. Chemistry and mineralogy of Precambrian paleosols in Northern Michigan. - "Geol. Soc. Amer. Bull.", v. 86, N 3, 371-376.
- Leith C.K., Meade W.J., 1915. Metamorphic geology, New York, H.Holt & C^o.
- McKay D.S., Greenwood W.R., Morrison D.A., 1970. Morphology and related chemistry of small lunar particles from Tranquillity Base. - "Science", v. 67, 654-656.
- Rozen O.M., 1971. Conversion of chemical analysis of sedimentogenic schists to components of sedimentary rock. - "Internat. geol. rev.", v. 13, N 6.
- Ringwood A.E., Green D.H., 1972. Crystallization of plagioclase in lunar basalts and its significance. - "Earth, Plant Sci. Lett.", v. 14, N 1, 14.
- Roedder E., Weiblen P.W., 1970. Silicate liquid immiscibility in lunar magmas, evidenced by melt inclusions in lunar rocks. - "Science", v. 167, 641-644.
- Schidrowski M., Eichmann R., Jinge C.E., 1975. Precambrian sedimentary carbonates: carbon and oxygen isotope geochemistry and implications for the terrestrial oxygen budget. - "Precambrian Research", v. 2, N 1, 1-69.
- Smith W.C., Hey M.N., 1952. The silica glass from the crater auelloul (Adrar, Western Sahara). - "Bull. Inst. Franc. Afr. Noire", t. 14, 762-776.
- Taylor S.R., Sachs M., 1964. Geochemical evidence for the origin of australites. - "Geochim. et Cosm. Acta", v. 28, 235-264.
- Van Hise C.R., 1904. A treatise on metamorphism. - "U.S. Geol. Surv., mon.", 47.
- Walter L.S., 1965. Coesite, discovered in tectites. - "Science", v. 147, N 3661, 1029-1032.
- Walter L.S., Clayton R.N., 1967. Oxygen isotopes: experimental vapor fractionation and variation in tectites. - "Science", v. 156, 1357-1358.



Вариации соотношения калия и натрия при фракционном испарении в вакууме базальта и гранита (по Яковлеву и др., 1973)

М.С у к (Чехословакия)

ОБРАЗОВАНИЕ КВАРЦЕВО-ПОЛЕВОШПАТОВЫХ ПОРОД

В РЕГИОНАЛЬНО МЕТАМОРФИЗОВАННЫХ ОБЛАСТЯХ ДОКЕМБРИЯ

M.S u k (Czechoslovakia)

LA GENÈSE DES METAMORPHITES QUARTZO-FELDSPATHIQUES DANS

LES DOMAINES PRÉCAMBRIENNES DU METAMORPHISME REGIONAL

Leucocratic metamorphites may originate by chemically conservative metamorphic processes from granitic intrusives or dykes, rhyolite or trachyte volcanosedimentary formations, graywackes and arkoses. This type of metamorphism may lead up to origin of migmatitic structures in the rocks. Leucocratic metamorphites of similar composition may also be due to metamorphic processes connected with considerable chemical changes, e.g., by penetration of granitic magma through a sedimentary complex, by metasomatic processes in granitoids and by depletion of Fe and Mg (debasification) of rocks of various composition.

На московском симпозиуме в 1973 г., посвященном литологии докембрия, большое внимание уделялось методам разделения на основе химизма пара- и ортоамфиболитов, пара- и орточарнокитов и пара- и ортоэклотитов. Различия на основе геохимических методов может быть проведено только в случае, если метаморфические процессы, которым подвергались данные породы, были изохимическими. Это, однако, в некоторых случаях весьма неправдоподобно, и литологический анализ, проведенный на основе одного метода, например геохимии или петрографии, может оказаться ошибочным. Мне хотелось бы доказать это на примере кварцево-полевошпатовых пород, т.е. лейкократовых метаморфитов, среднего и верхнего протерозоя Чешского массива.

Среди метаморфизованных докембрийских пород Чешского массива устанавливается по крайней мере семь способов образования сходных в метаморфическом отношении лейкократовых метаморфитов. При химически консервативном метаморфизме эти породы образуются в результате метаморфизма глубинных и жильных гранитных изверженных пород, в результате метаморфизма вулканогенно-осадочных отложений (риолитовых или трахитовых лав, туфов, туффитов), за счет метаморфизма осадочных отложений соот-

ветствующего состава, главным образом граувакк и аркозов, и, наконец, в связи с развитием мигматитовых текстур в лейкократовых мигматитах различного происхождения. При метаморфизме, с которым связано существенное изменение химического состава, аналогичные породы образуются в результате мигматизации, т.е. пропитывания осадочной серии гранитным материалом, в результате метасоматического метаморфизма гранитных пород с выносом Fe и Mg, т.е. с понижением основности метаморфитов, первоначально богатых цветными минералами.

1. ОБРАЗОВАНИЕ ЛЕЙКОКРАТОВЫХ МЕТАМОРФИТОВ В РЕЗУЛЬТАТЕ ХИМИЧЕСКИ КОНСЕРВАТИВНОГО МЕТАМОРФИЗМА ПОРОД СООТВЕТСТВУЮЩЕГО ПЕРВИЧНОГО СОСТАВА

1.1. Образование пород на основе регионального метаморфизма гранитных интрузий

К настоящим ортогнейсам, т.е. метаморфизованным гранитам, можно отнести такие тела, которые не являются составной частью осадочного цикла, а образуют овальные тела в ядрах антиклинальных структур. В их краевых частях развиты тонкозернистые фации, окружающие также ксенолиты, с ними связаны метаморфизованные жильные породы различного состава и реликты контактового метаморфизма (например, роговиковые текстуры или мигматиты в их плаще). В центральной части на основе петрографических исследований были выявлены реликты исходных полевошпатовых порфировидных выделений, а первоначальные элементы структуры иногда характеризуются единым направлением химизма магматической дифференциации. Примером могут служить ядерные ортогнейсы в Крушных горах (Sattran, 1963), часть йизерских ортогнейсов во Фридландском отроче (Domeška, 1970), пацовские ортогнейсы молданубской зоны и ортогнейсы близ г. Йиндржихув Градец.

Эти породы отличаются метаморфогенными структурами, наложенными на первичные магматические структуры. Несмотря на это, распространилось представление, что они развивались на основе синтетектонического внедрения гранитной магмы (например, гфельские ортогнейсы молданубской зоны - Zoubek, 1951, 1965; Kodum, 1966, и др.). Однако с геологической точки зрения является неправдоподобным внедрение магмы в осадочную серию, на которую одновременно действует давление оттуда, где оно должно понижаться в результате внедрения магмы. Форма тел так-

же не соответствует гипотезе синтетектонического внедрения. В результате длительного внедрения магмы образовались бы тела прерывистой формы, в которых в ходе действия давления постепенно понижалось бы от наиболее древних к наиболее молодым образованиям. Для большинства рассматриваемых таким образом пород в Чешском массиве был установлен другой способ образования.

1.2. Образование лейкократовых метаморфитов

В результате изменения вулкано-осадочной формации Первоначальная вулкано-осадочная формация представлена часто такими лейкократовыми метаморфитами, которые образуют стратиформные тела среди первичной магматической ассоциации, залегающая совместно с metabазитами (амфиболиты, пироксениты) и пестрыми по составу породами осадочного происхождения (мраморы, графитовые кварциты, кварциты с магнетитом и др.). Типично чередование с параgneйсами и резкое ограничение отдельных лейкократовых прослоев. Такие полосчатые породы раньше считались мигматитами. Против интерпретации их как синтетектонических инъекций аплитового материала свидетельствуют вертикальные и горизонтальные переходы в параgneйсы, длина полосок по отношению к мощности и незакономерно распределенный избыток алюминия, проявляющийся в наличии кианита и граната. Против их возникновения в результате анатексиса говорит тот факт, что они образуют послойные полоски в параgneйсах, у которых отсутствуют признаки мигматизации. Кроме того, они занимают постоянное стратиграфическое положение и образуют резкий контакт с параgneйсами. Многократное чередование лейкократовых и параgneйсовых полосок напоминает метаморфическую дифференциацию. Но если бы параgneйсы между отдельными полосками действительно представляли собой остаточный материал, то они отличались бы от остальных параgneйсов более высоким содержанием Fe, Ti, Mg, Ca и, возможно, других компонентов. В действительности они характеризуются близким составом. Привнес щелочей также является неправдоподобным, так как невозможно, чтобы щелочи концентрировались исключительно в определенных стратиграфических горизонтах в комплексе параgneйсов и чтобы метасоматические полоски характеризовались при этом резким контактом и постоянным химическим составом. К остальным применяемым критериям относятся характер цирконов, высокая степень упорядоченности структурной решетки и тонкая "вулканическая" зональность реликтовых калиевых полевых шпатов. Из геохимических критериев

нужно отметить прежде всего значительную степень магматической дифференциации, высокое содержание Sr, Na и высокое отношение K/Rb. Важной является также форма более крупных тел; например, так называемые битешские гнейсы в области моравицкого кристаллического комплекса образуют плиту длиной 120 км и мощностью всего несколько десятков или сотен метров. Едва ли можно эту плиту считать сплюснутым, первоначально овальным plutonom; более вероятно ее образование в результате метаморфизма обычного линейного эффузивного тела.

Типичным представителем лейкократовых метаморфических пород вулканоседочного происхождения являются так называемые лептиниты или гранулиты. Как подчеркнули Конэ и Эллер (Cogné, Eller, 1961), Коутек (Koutek, 1966) и Зубек (Zoubek, 1971) необходимо отличать от настоящих гранулитов, образующих зоны наиболее высокого регионального метаморфизма, например в Адирондаке или на Алдане, такие породы гранулитового состава, называемые обычно лептинитами, которые встречаются среди комплексов более низких степеней метаморфизма, претерпели сходное метаморфическое развитие, как и окружающие породы, а признаки гранулитовой фации получили только благодаря своим специфическим свойствам. Согласно Зубеку, это было обусловлено главным образом первичным низким содержанием воды в эффузивах, но большое значение имели также первичные структуры этих пород. В докембрии Чешского массива они занимают стратиграфическое положение, выступают в ассоциации с основными (амфиболиты) и средними (светлые биотитовые и амфиболовые ортогнейсы) породами, с которыми по своему химизму образуют единый ряд дифференциации отчетливо магматического типа.

В такой ассоциации пород встречаются лейкократовые метаморфиты со сверхвысоким содержанием калия. Эти породы также образуют пластобразные тела и чередуются с парагнейсами и кварцитами, в которых резко повышено содержание калия (5-6 вес. % K_2O). Общее направление дифференциации магматическое, и поэтому можно судить, что исходным материалом являлись трахиты и трахитовые туфы, присутствие которых, хотя и в подчиненном количестве, типично для геосинклинального спилито-кератофирового вулканизма.

1.3. Метаморфизм граувакк и аркозов

В докембрии Чешского массива широко распространены граувакки, которые в неметаморфизованных областях отвечают эвгеосинкли-

нальным "песчаникам" американских авторов. В метаморфизованных областях они характеризуются согласным залеганием среди парагнейсов, образуя полосы, измеряемые в дециметрах или метрах. В отличие от прослоев лептинитов они по отношению к парагнейсам характеризуются менее контрастным составом и структурой и всегда содержат такие же минералы, как и окружающие парагнейсы, с которыми они связаны латеральными и градиционными переходами. В нескольких случаях в верхах амфиболитовой фации среди них удалось доказать реликты структур осадочного происхождения (Vajner, 1967). По химическому составу эти породы также сходны с граувакками. Они характеризуются относительно более высоким содержанием Al_2O_3 при общем повышенном содержании кремния, вследствие чего кластическая составляющая на основе литохимического пересчета преобладает в них над глинистыми компонентами в отношении 3:1. Об эвгеосинклинальном происхождении свидетельствует слабое преобладание натрия над калием. Общее содержание щелочей в метаморфизованных граувакках одинаково, как и в неметаморфизованных, а изменение отношения калия к натрию при метаморфизме, предполагаемое Маракушевым, так же как и уменьшение содержания калия в неметаморфизованных эквивалентах основных эффузивов, не было доказано. Среди этих пород в амфиболитовой фации встречаются сидлиманитовые выделения, которые, согласно обычной интерпретации, указывают на относительное преобладание алюминия, а следовательно, и на осадочное происхождение. Очень часто они встречаются в породах, которые на основе остальных критериев нельзя считать метаморфизованными изверженными гранитными породами. Эти выделения не имеют ничего общего с первоначальным содержанием алюминия, так как они образуются на заключительных стадиях метаморфизма в результате обменных ионных реакций при изменении калиевого полевого шпата и мусковита (Losert, 1968). В треугольниках ASr и AKF эти породы попадают в поля граувакк, а более низкими значениями этих параметров отличаются от метавулканитов. Значительное распространение граувакк соответствует также литологическому характеру чешского докембрия, в котором во всех ступенях метаморфизма представлена эвгеосинклинальная формация.

Австрийские авторы предполагают, что молданубские лептиниты образовались в результате метаморфизма аркозов. В качестве доказательства они приводят переходы в кварциты и наличие

акцессорного графита, но общий химизм этих пород скорее отвечает метавулканитам (Matšjovska, 1967). Аркозовые отложения характеризовались бы более высоким содержанием калия, более низким количеством нормативного альбита и более высоким содержанием нормативного кварца, чем данные породы, которые на основе отношения показателей нормативного кварца, альбита, ортоклаза отвечают гранитам. Кроме того, присутствие типичных континентальных отложений (аркозов) не соответствует литологической ассоциации геосинклинальной вулcano-осадочной формации.

1.4. Образование мигматитовых текстур в

лейкократовых породах различного происхождения

Большинство лейкократовых метаморфитов, которые до сих пор интерпретировались как продукт синтетектонического внедрения гранитных образований в осадочную серию, в действительности представляют собой лейкократовые метаморфиты одного из приведенных выше способов образования; среди них в зонах поздней верхнепалеозойской периплутонической мигматизации образовались текстуры, отвечающие соответствующим зонам мигматизации. При этом породы подверглись перекристаллизации, вследствие чего о первоначальном характере можно судить только по реликтам исходных пород, чаще всего лептинитов. При перекристаллизации образовались мигматитовые текстуры и произошла деструкция первоначальной минеральной ассоциации. Происходит укрупнение зернистости, повышается количество биотита за счет граната и силлиманита за счет кианита. Химические и петрографические критерии согласно указывают на привнос воды при этом процессе; другие систематические изменения в составе не наблюдались. Во многих случаях можно заметить прямой переход прослоев лейкократовых метаморфитов в мигматиты с преобладанием светлых составных частей (так называемые небулиты и др.) такого текстурного типа, который преобладает в окружающей зоне. При этом общее количество светлых компонентов в отдельных зонах мигматизации, в пределах одного горизонта не меняется. Это имеет важное значение при картировании областей мигматизации, в которых в ряде случаев небулиты, анатектиты и другие не представляют собой сильно мигматитизированные породы, а являются остатками первоначальных пластообразно залегающих лейкократовых метаморфитов.

2. ОБРАЗОВАНИЕ ЛЕЙКОКРАТОВЫХ МЕТАМОРФИТОВ ПРИ МЕТАМОРФИЗМЕ, С КОТОРЫМ СВЯЗАНО СУЩЕСТВЕННОЕ ИЗМЕНЕНИЕ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА

Геохимические критерии для установления лейкократовых метаморфитов очень ненадежны, особенно для таких лейкократовых пород, которые образовались при метаморфизме, связанном с существенными изменениями в химическом составе. Характеристикой может являться только исключительно большая изменчивость химизма этих пород, которая резко выделяется при статистической обработке данных. При этом изменения не обладают определенной направленностью и могут быть даже противоречивыми.

2.1. Образование лейкократовых метаморфитов в результате пропитывания осадочной серии гранитным материалом (мигматизация)

Для Чешского массива типичны позднепалеозойские варисские плутоны, с которыми связан поздний периплутонический метаморфизм докембрия. В некоторые зоны плаща, затронутого тектоническими процессами, внедрилась магма и поглотила его участки, вследствие чего образовались неомогенные мигматитовые породы, вплоть до гибридных гранодиоритов с большим количеством включений, находящихся на различной стадии перекристаллизации и поглощения. К этой категории относится также пассивный способ образования смешанных пород. Нельзя исключить, что в краевых частях лейкократовых метаморфизованных тел при более интенсивном региональном метаморфизме возникает химический потенциал между последними и окружающими кристаллическими парасланцами различного состава, который компенсируется обогащением парагнейсов кварцево-полевошпатовым материалом. Соответствующие каймы метровых мощностей на контактах обеих пород были установлены, например, в южночешской молданубской зоне, но однозначно этот процесс не был доказан.

2.2. Метасоматический метаморфизм гранитных пород

Если при региональном нормальном прогрессивном метаморфизме, как правило, существенные изменения в химическом составе не происходят, то метаморфизм, связанный с привнесением воды, обычно сопровождается значительной миграцией веществ. В Западных Карпатах метаморфизмом данного типа были затронуты варисские граниты и кварцевые диориты. Сопоставление химизма пород различных сте-

пней деформации и перекристаллизации в пределах фации зеленых сланцев указывает на изменения химизма. Наиболее важными проявлениями являются альбитизация плагиоклаза, понижение содержания железа, деструкция биотита и перекристаллизация кварца. Химические анализы показывают, что со степенью изменения возрастает количество H_2O , K_2O и степень окисления. Одновременно падает содержание фосфора, кальция, марганца и, возможно, алюминия. Из рассеянных элементов понижается содержание стронция, хрома, свинца, возможно, и ванадия, тогда как содержание никеля, галлия, меди, бария и других не меняется. Измененную таким образом породу после перекристаллизации при более высоких степенях метаморфизма нельзя использовать для генетических суждений, основанных только на геохимических критериях.

2.3. Дебазификация пород первоначально различного состава

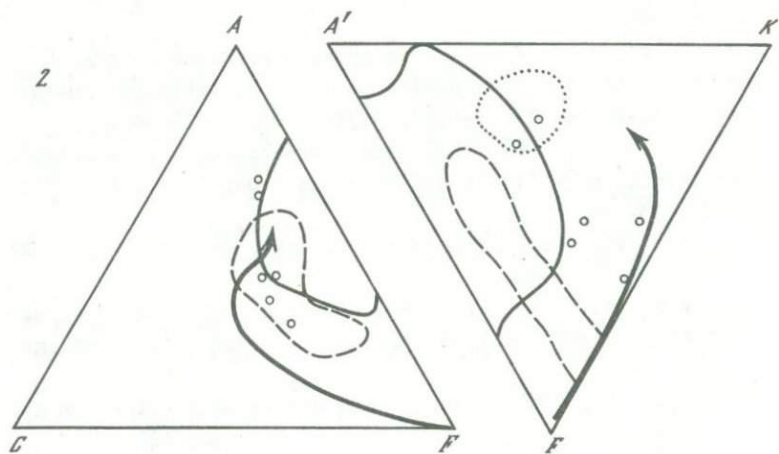
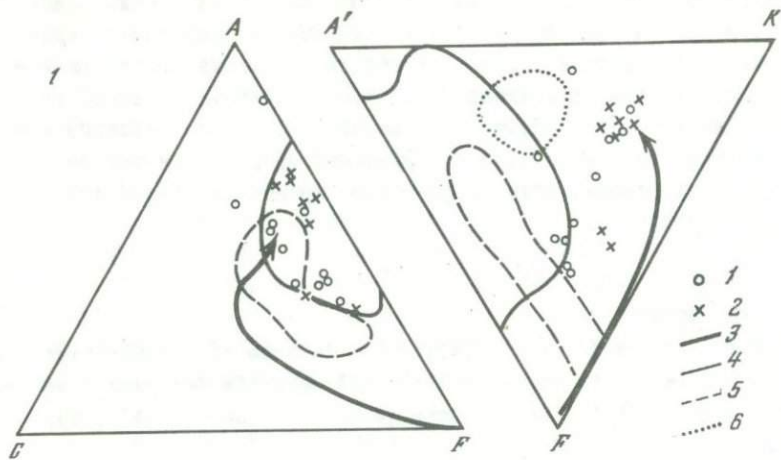
На контакте габброамфиболитов и горнблендитов соботинского массива в Иссениках с биотитовыми парагнейсами местами происходит, согласно мнению Поуба, сокращение мафических компонентов, так что в гнейсах образуются кварцево-полевошпатовые каймы, характеризующиеся гранулитовой минеральной ассоциацией (кварц, плагиоклаз, K-полевой шпат, гранат, кианит, рутил). Химизм этих изменений показывает, что по направлению к контакту в гнейсах возрастает количество кремния и титана, понижается содержание алюминия, магния, кальция и щелочей, а поэтому резко выделяются лептиниты. В основных изверженных породах в эндоконтактных зонах возрастает содержание воды, натрия и алюминия и уменьшается содержание кварца, калия, железа и магния. Аналогичные изменения известны на ряде контактов основных пород, и геологическое положение показывает, что они могут иметь место и при образовании лептинитов, связанных с метабазитами. Вполне возможно, что то же самое происходит в большом объеме на стыке гранулитов, образующих более глубокие участки земной коры, с базальтовым слоем. Все известные у нас случаи не были пока выявлены в региональном масштабе.

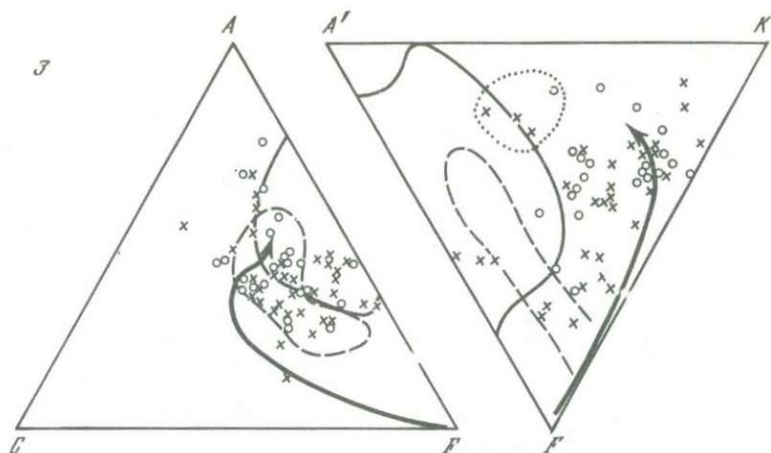
Этот обзор возможных случаев различного образования кварцево-полевошпатовых метаморфитов показывает, что в метаморфических областях докембрия они могли возникать при различных процессах, которые имеют неодинаковое направление. Геохимические критерии сами по себе не могут доказать ни в одном случае их происхождение. Петрографические признаки и геологическое положение

можно также в большинстве случаев объяснить несколькими способами, и поэтому задача дешифрирования этапов развития и переработки метаморфитов в исходные породы разрешима только на основе тщательного комплексирования всех доступных методов, особенно анализа метаморфических и литологических соотношений между любой изучаемой породой и окружающей средой. Без такого анализа для метаморфических пород нельзя применять генетическую терминологию.

REFERENCES

- C o g n é J., E l l e r J.P., 1961. Défense et illustration des termes leptynite et granulit en pétrographie des roches métamorphiques. - "Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr.", 14/2, 59, Strasbourg.
- D o m e s k a K., 1970. Předvariské granitoidy západních Sudet. - "Sbor. geol. Věd", 6 18, 161-191, Praha.
- K o d y m O. jun., 1966. Moldanubicum. - In: J.Svoboda ed., Regional Geology of Czechoslovakia, 40-99, Praha.
- K o u t e k J., 1966. Granulity (=leptynity) a "granulity" v kutnohorském krystaliniku. - "Zpr. geol. výzk.", v r. 1964, 36.
- L o s e r t J., 1968. On the Genesis of Nodular Sillimanitic Rocks. - In: XXIII. Inter. Geol. Congr., 4, 109-122.
- M a t ě j o v s k á O., 1967. Petrogenesis of the Moldanubian granulites near Náměšť nad Oslavou. - "Krystalinikum", 5, 85-103, NČSAV Praha.
- P o u b a Z., 1971. Kyselé horniny na kontaktech bazických a ultrabazických hornin Sobotinského masivu s biotitickými rulami. - "Acta Miner. Carol., Geol.", Hejtman vol., 123-140.
- S a t t r a n V., 1963. Chemismus krusňohorských metamorfitů, předterciérních magmatitů a jejich vztah k metalogenezi. - "Rozpr. ČSAV", 73, 11, 1-56.
- V a j n e r V., 1967. Diopsidický taktit z Velběh. - "Čas. Mineral. Geol.", 12, 385-394.
- Z o u b e k V., 1951. Předběžná zpráva o geologických a petrografických poměrech netolické oblasti. - "Věst. Ústř. Úst. geol.", 26, 155-162.
- Z o u b e k V., 1965. Moldanubikum und seine Stellung im geologischen Bau Europas. - "Freib. Forsch.", C 190, 129-148.
- Z o u b e k V., 1971. Einige Bemerkungen zum Granulitproblem. - "Freib. Forsch.", C 268 Geologie, 59-78, Freiberg.

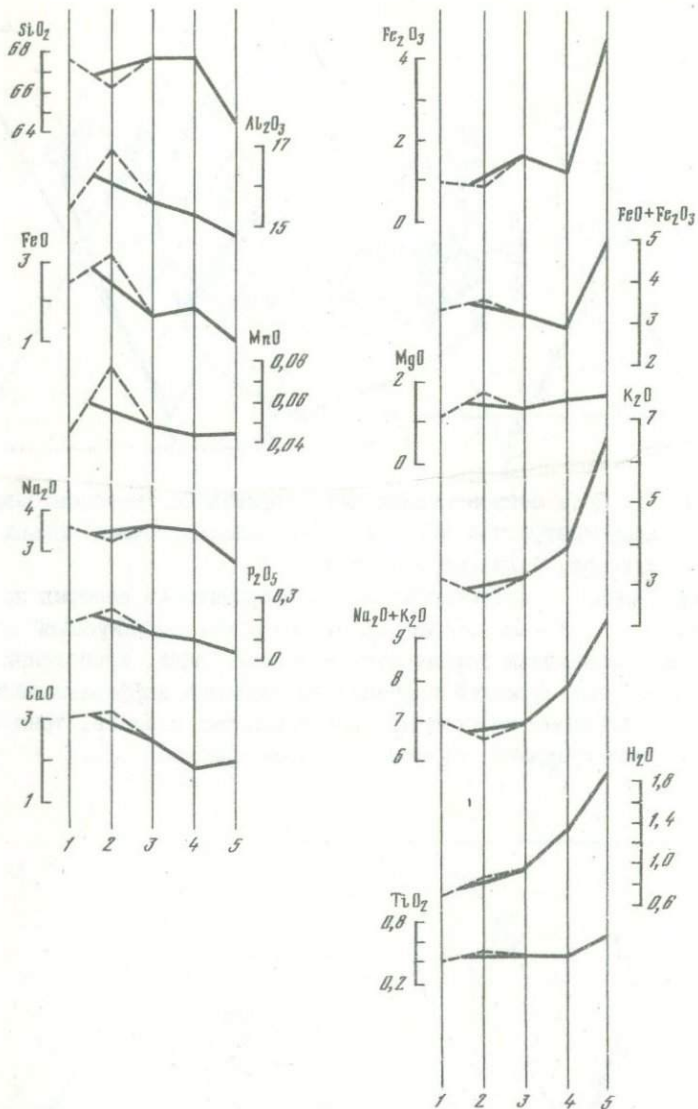




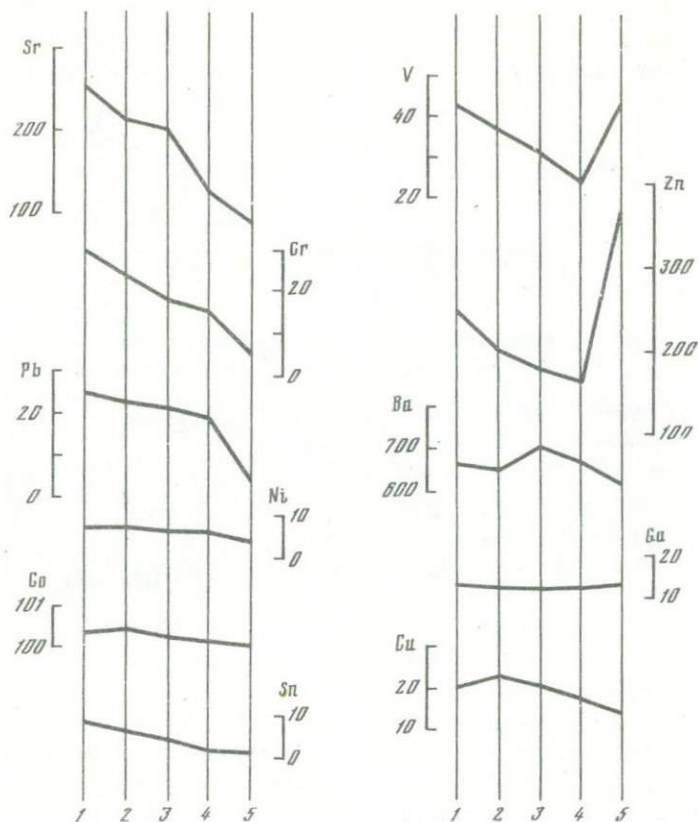
Р и с. 1. Поле лейкократовых метаморфитов Чешского массива в треугольных диаграммах АСF и А'KF (с использованием данных Г.Г.Ф.Винклера, А.Дудека и М.Сука)

1 - йизерские ортогнейсы; 2 - метагранитоиды вепсрид по данным Враны;

3 - лейкократовые метаморфиты молданубской зоны: кружками обозначены породы ортогнейсового ряда, крестиками - лептиниты, жирной стрелкой показано направление дифференциации магматитов, штрихами изображено поле глинистых сланцев, тонкой линией - поле граувакк, пунктиром - поле аркозов

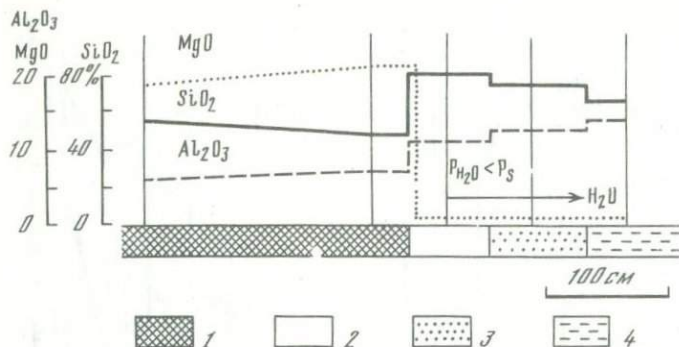


Р и с. 2. Изменения химизма гранитоидов вепорид при альпийском метаморфизме. Средние значения по данным Враны
 1 - массивные биотитовые метаграниты и метагранодиориты;
 2 - частично перекристаллизованные метагранитоиды с четкой сланцеватостью; 3 - очковые метагранитоиды с четко выраженной сланцеватостью и с преобладанием вновь образованных минералов; 4 - очковые гнейсы с динамофлюидальной текстурой; 5 - филлитовые бластомилониты



Р и с. 3. Изменения в содержании некоторых второстепенных и рассеянных элементов гранитоидов вепорид при альпийском метаморфизме по данным Вранн

1 - массивные биотитовые метаграниты и метагранодиориты;
 2 - частично перекристаллизованные метагранитоиды с четкой сланцеватостью; 3 - очковые метагранитоиды с четко выраженной сланцеватостью и с преобладанием новообразованных минералов; 4 - очковые гнейсы с динамофлюидальной текстурой; 5 - филлитовые бластомилониты



Р и с. 4. Изменения химизма параgneйсов (дебазификация) на контакте с метабазами в Йесениках (Pouba, 1971)

1 - амфиболиты, габбро-амфиболиты и горнблендиты соботинского массива; 2 - дебазифицированные породы (лептиниты); 3 - лептинит с более высоким содержанием полевых шпатов, Fe - сульфидами и с остатками слюд; 4 - плагиоклазовый биотитовый параgneйс

М.М.С т е н а р ь, В.А.С о к о л о в,
А.И.Б о г а ч е в (СССР)
ДОКЕМБРИЙ КАРЕЛИИ

M.M.S t e n a r, V.A.S o k o l o v,
A.I.B o g a c h e v (USSR)
PRECAMBRIAN OF KARELIA

Карельский регион территориально охватывает юго-восточную часть обширной площади развития докембрийских образований Балтийского щита, для которого регистрируемый интервал докембрийской геологической истории составляет более 2000 млн. лет. При этом в пределах советской части щита, в частности в Карелии, эрозивный срез вскрывает геологические образования наиболее глубоких зон земной коры, благодаря чему этот регион является одним из наиболее благоприятных для комплексного изучения строения и геологической эволюции глубинных горизонтов коры и истории геологического развития докембрия. Геологические и геофизические исследования в Карелии, все более расширяющиеся и углубляющиеся в последние годы, носят комплексный характер, и при этих исследованиях первостепенное значение придается вопросам стратиграфии, тектоники, магматизма и метаморфизма, от правильного решения которых во многом зависит выяснение особенностей геотектонического режима развития земной коры и установление закономерностей литогенеза и рудообразования. Отражением указанных исследований является появление значительного количества обобщающих работ (геологических, тектонических, геофизических карт, карт метаморфизма, монографий) и соответственно новых представлений. Однако эти обобщения носят преимущественно специализированный характер, касаются отдельных аспектов геологии. В данной статье в краткой форме рассматриваются во взаимосвязи результаты комплексных исследований стратиграфии, тектоники, магматизма и метаморфизма докембрийских комплексов Карелии.

В основу стратиграфического расчленения рассматриваемых образований положен принцип историко-геологического развития региона в докембрии. Расчленение проводится на основе изучения взаимоотношений разновозрастных образований, выявления и оценки структурных несогласий и перерывов, зафиксированных в перестрой-

ках структур, сменах геотектонических режимов, корях выветривания, конгломератах и т.п. С помощью исследования тектонических деформаций, явлений метаморфизма и магматизма выявляются совокупность и последовательность геологических процессов, в результате взаимодействия которых сформированы комплексы пород региона. В хронологической части учитываются радиологические возрастные данные, критически оцененные с геологических позиций.

Тектоническое расчленение основывается на принципе совокупного анализа результатов изучения тектоники в направлениях — морфологического или структурного, палеогеографического или палеотектонического и генетического.

Решение вопросов об общих и специфических чертах магматизма отдельных геологических структур и эпох, выявление связей эволюции магматизма с периодами и фазами тектонического развития базируются на принципах и применении формационного анализа магматических образований.

Установление термодинамических условий метаморфизма, его эволюции и особенностей проявления базируется на использовании фациального принципа (фациальных серий А.Мияширо, Miyashiro, 1961).

В пределах территории распространения докембрийских образований Карелии по основным чертам геологического строения четко различаются три геологических района: Беломорский, прилегающий к западному побережью Белого моря и на севере переходящий на территорию Кольского полуострова; Ладожский, расположенный на юго-западе, в районе Ладожского озера; с юга он ограничен палеозойскими образованиями, а на западе, северо-западе распространяется на территорию Финляндии; Карельский, занимающий всю остальную территорию Карелии, ограниченную область распространения палеозойских образований на южном и юго-восточном склонах щита.

Докембрийские образования на территории Карелии подразделяются на две группы — архейскую и протерозойскую с границей в соответствии со шкалой 1964 г. в 2600 ± 150 млн. лет. Протерозой подразделяется на подгруппы: нижний, средний и верхний. Вопросы о границе между археем и протерозоем, о границах подгрупп протерозоя и их хронологической датировке являются остро дискуссионными. Наиболее обоснованной, с позиций историко-геологического развития, является установленная на основе совокупности геологических данных последовательность формирования структурно-вещественных комплексов, которая нашла отражение в региональной страти-

графической шкале в подразделении на отделы (разделы) — от более молодых к более древним: гиперборей, вепсий, суйсарий, ятулий, сариолий, сумий, лопий, саамий¹ (см. рис.). В пределах Беломорского района развиты суперкрупные образования только саамия (беломорская серия), в Карельском районе — от саамия до вепсия включительно, а в Ладожском кроме более древних пород выявлены самые молодые гиперборейские докембрийские образования Карелии.

С позиций тектонического расчленения территории указанные районы соответственно относятся: Беломорский — к наиболее древнему складчатому поясу беломорид, Карельский — к складчатой системе карелид и Ладожский — к складчатой области свекофеннид.

По проявлениям определенного петрогенетического типа метаморфизма, отражающего термодинамическую обстановку в подвижной области и связанного со спецификой тектонического развития, указанные районы соответственно относятся к выделенным В.А.Глебовицким (1973) метаморфическим поясам: Беломорский — к Беломорско-Лапландскому, Карельский — к Центральнокарельскому и Ладожский — к свекофеннскому. Изучение магматизма на формационной основе также показало закономерную смену магматических формаций и комплексов в процессе их геологического развития и специфические особенности для рассматриваемых районов.

В соответствии с особенностями геологического строения и развития выделенных районов их характеристика в дальнейшем дается последовательно по Беломорскому, Карельскому и Ладожскому районам.

БЕЛОМОРСКИЙ РАЙОН

На основе совокупности геологических, геофизических, радиохронологических данных подавляющее большинство исследователей Карельского региона относят образования фундамента карелид и беломорской серии западного Беломорья к архею. Однако следует отметить, что вопрос о объеме архея в регионе является одним из наиболее дискуссионных, что обусловлено отсутствием четких геологически документируемых стратиграфических границ между комплексами

¹Под термином "саамий" условно объединены все образования докембрия Карелии древнее лопия.

ми пород, относимых к архею и протерозою, а также разноречивой интерпретацией радиохронологических (во многом еще не совершенных) данных. При этом установлено резкое различие в геологическом строении и составе архейских образований в Карельском (зона карелид) и Беломорском районах. Геологическая граница между указанными районами четко устанавливается по зоне разломов от оз. Нотозеро на севере до р. Онеги на юго-востоке. Нередко эту зону в литературе называют зоной сочленения беломорид и карелид. Исследования последних лет показали, что данная зона разломов не является зоной сочленения двух разновозрастных складчатых систем (беломорид и карелид), а представляет собой зону сочленения двух в разной степени переработанных более молодыми процессами тектонических структур. Развитый в Беломорском районе сложноскладчатый суперкрупный комплекс — это относительно хорошо сохранившаяся часть (блок) складчатого пояса беломорид (первоначальные размеры не известны), выступающий в антиклинальных структурах обширного пояса карелид структурно-вещественный комплекс беломорид рассматривается в качестве фундамента.

В геологическом строении Беломорского района участвуют суперкрупные образования беломорской серии и плутонические породы разного возраста. Все развитые в районе породы широко известны под общим названием "беломорский комплекс". Впервые он стратиграфически был выделен В.М. Тимофеевым (1935) под названием "беломорская формация" и по возрасту отнесен к ботнийским, а П.К. Григорьевым (1935) и Н.Г. Судовиковым (1937, 1939) — к свионийским образованиям архея. Этот комплекс слагает полосу шириной от 30–40 до 100 км, протягивающуюся вдоль Карельского побережья Белого моря на расстояние до 500 км и далее на север, северо-запад за пределы Карелии.

Беломорская серия стратиграфически подразделяется на три последовательные (снизу вверх) свиты — керетскую, хетоламбинскую, чупинскую, каждая из которых состоит из двух подсвит — нижней и верхней. Керетская свита сложена плагиогнейсами, гранито-гнейсами (нижняя подсвита) и гнейсами с пластами амфиболитов (верхняя). Хетоламбинская свита состоит из различных амфиболитов с пластами глиноземистых и других гнейсов (нижняя подсвита) и преимущественно амфиболсодержащих гнейсов с пластами амфиболитов (верхняя). В разрезе нижней подсвиты чупинской свиты перемежаются амфиболиты, глиноземистые и лейкократовые двуслюдяные гнейсы, в верхней — доминируют гранат и кианитсодержащие глиноземистые гнейсы с пластами амфиболитов. В составе серии местами

установлено наличие диопсидовых кальцифиров, "эктогитоподобных" и диопсид-плаггиоклазовых пород, относящихся к образованиям грау-литовой фации регионального метаморфизма и представляющих собой реликты наиболее древних пород серии среди развитых по ним более поздних метаморфических гнейсов, амфиболитов и мигматитов амфиболитовой и более низкотемпературных фаций регионального метаморфизма.

Детальными петрологическими исследованиями (Володичев, 1975) установлено наличие в составе серии пород, образовавшихся при процессах метаморфизма, для которых характерна перемежаемость в разрезе (метаморфическая зональность); но, несомненно, в целом преобладают породы первично-осадочные, о чем свидетельствует наличие местами выдержанных прослоев диопсидовых кальцифиров, перемежающихся с амфиболитами и кианит-гранат-биотитовыми гнейсами (реликтовая слоистость). Первичная природа пород серии в большинстве случаев не ясна. Геолого-петрологические и геохимические данные свидетельствуют о значительном влиянии магматической деятельности на состав серии, и с наибольшей достоверностью можно считать, что в ее составе вулканогенные и осадочно-вулканогенные образования преобладают над терригенными.

Характерной особенностью серии является то, что она фактически состоит из трех варьирующих между собой в количественных соотношениях в разрезе пород — амфиболитов, плаггиоклазовых и глиноземистых гнейсов, в которых практически полностью отсутствуют реликтовые структурные и текстурные первичные генетические признаки. В составе серии отсутствуют какие-либо конгломераты, брекчии, кварциты, углеродсодержащие и ряд других пород, которые являются характерными составными членами разрезов более молодого (лопийского) комплекса Карельского района. В них всегда четко устанавливается, независимо от степени регионального метаморфизма, первичная природа благодаря наличию разного типа слоистости, миндалекаменных, шаровых, брекчиевых и других текстур и структур. Причем весьма примечательна тесная, видимо, парагенетическая связь в беломорской серии глиноземистых гнейсов с амфиболитами, в то время как в более молодых комплексах глиноземистые породы преимущественно ассоциируют с терригенными кварцевыми породами. Характерно также отсутствие в разрезе серии железосодержащих пород, столь характерных для более молодых комплексов, особенно лопия.

Последовательность пород в серии устанавливается по частным размерам в пределах детально закартированных складчатых структур. Выделенные в составе серии свиты по сути представляют собой

ритмы, нижний член которых (нижняя подсвита) сложен преимущественно амфиболитами, а верхний — гнейсами. Обычно ритмичность устанавливается лишь по некоторым изменениям в глиноземистости гнейсов и вариациях количества амфиболитов в разных свитах. Очевидно, что первичное строение серии и соответственно условия ее формирования были относительно однородными (учитывая незначительность фациальных изменений в составе серии по латерали в пределах всего изученного Беломорского района). Ввиду того что фундамент не выявлен, а верхние части разреза были подвергнуты эрозии, мощность серии в полном объеме не установлена. Учитывая изоклинальный характер складок и неоднократные проявления деформации разного плана, пологие погружения шарниров складок, объем интрузивных пород и пр., мощность наблюдаемой части серии в пределах территории Карелии можно оценить не более чем в 6–7 км.

Первое представление об общей структуре беломорид как о геосинклинали с шарниром, проходящим по Кандалакскому заливу Белого моря, было высказано А.А.Полкановым (1939). Первая схема тектонического строения для северной части Беломорского района и юго-западной части Кольского полуострова была разработана в 50-х годах (Мишарев и др., 1960). В этой схеме общая структура беломорид рассматривалась как антиклинорий, имеющий сложескладчатое внутреннее строение. Дальнейшее развитие взглядов на тектоническое строение изложено в ряде обобщающих работ по району и Карельскому региону в целом (Шуркин и др., 1962; Шуркин, 1968; Дук, 1967, и др.).

Петрологические исследования деформаций и метаморфизма показали, что развитый в районе комплекс пород слагает сложно построенную полициклическую тектоническую систему и что периоды тектонических деформаций сопровождались соответствующими проявлениями регионального метаморфизма (периоды метаморфизма), интрузивной магматической деятельности и мигматизацией (Этапы тектонического развития..., 1973). Самыми ранними являются автономные мелкие складки, сохранившиеся в наиболее древних известных к настоящему времени реликтах пород гранулитовой фации метаморфизма (Стенарь, Володичев, 1970). Изохронным рубидий-стронциевым методом для данных пород гранулитовой фации определен возраст 2950 млн. лет (Gorokhov et al., 1973) и, видимо, датируется верхний предел возможного возраста метаморфизма и соответственно возраста образования суперкратальных пород серии, а деформации, обусловившие формирование складок в реликтах пород гранулитовой фации, осуще-

ствлялись ранее 2900 млн. лет. Деформации сопровождались формированием наиболее древних интрузивных пород ультраосновного и основного состава. Метагаббро и габбро-амфиболиты по нормативным составам дают спектр от оливиновых до кварцевых толеитов. Ультрабазиты типа перидотитов при метаморфизме преобразованы в серпентиниты, местами по ним образованы пироксениты. Некоторые мелкие тела превращены в тремолитовые, карбонато-тремолитовые и другие сланцы. Ранние складчатые структуры были разрушены в последующий этап интенсивных тектонических деформаций, в результате которых сформировалась система складчатых структур общего субмеридионального простирания (синклинории и антиклинории). Деформации сопровождались мигматизацией, внедрением синтектонических гранитов преимущественно плагиоклазового состава, для которых изохронным рубидий-стронциевым методом определен возраст 2700 млн. лет, что, видимо, соответствует возрасту их метаморфизма. Гранитоиды в основном развиты в пределах антиклинальных структур.

Парагенетический анализ позволил выявить ассоциации и генерации минералов, образование которых связано с формированием определенно ориентированных систем складок в породах района, и на основе химизма пар равновесных железомagneзиальных минералов установить термодинамические условия формирования складчатых структур. Так, для пород гранулитовой фации (фация двупироксеновых гнейсов) метаморфизма раннего этапа диопсид-гиперстеновый и кальцитевый (10-11% магнетита в кальците) геотермометры указывают на температуру кристаллизации около 700° (Володичев, 1975). Формирование системы субмеридиональных, складчатых структур и региональный метаморфизм (субфация дистен-ортотлазовых гнейсов), как на основе PT-схемы минеральных фаций А.А.Маракушева, так и на основе гранат-биотитового геотермометра Л.Л.Перчука, происходили при температурах 650-700° и давлениях 12-14 кбар.

Фазы беломорской складчатости, в результате которых сформировалась региональная система субмеридиональных складчатых структур, рассматриваются в совокупности как единый чупинский период деформаций, которые затем сменяются более молодыми деформациями, объединяемыми под названием лоухского периода (Стенарь, 1973). Условно, в связи с недостаточностью фактического материала, к чупинскому периоду отнесены наиболее ранние из известных в настоящее время деформации, которыми были сформированы складки неизвестного направления, установленные в реликтах пород гранулитовой фации метаморфизма, могущих принадлежать к более древнему самостоятельному периоду.

Деформациями лоухского периода тектогенеза сформирована система складчатых структур общего субширотного простирания, которые наложены на структуры чупинского периода в породах беломорской серии. В этот период формируются интрузивные породы несколько варьирующего состава, представленные гранатовыми метагаббро с реликтами первичных габбро и калифитовых структур. Деформации сопровождались региональным метаморфизмом, мигматизацией и формированием син-тектонических гранитоидов; наиболее поздние из них, а также пегматиты внедрились по субширотным разломам в уже относительно консолидированные породы. Линейные складки субмеридионального простирания предшествующего чупинского периода деформируются, и при этом образуются куполовидные, мульдообразные структуры и структуры типа четок (в плане), имеющие сложное внутреннее строение. Куполовидные структуры образуются в пределах антиклиналей чупинского периода, где широко были развиты ранние гранитоидные породы. При деформациях лоухского периода в этих структурах происходит частичный реоморфизм ранних гранитов и формирование новых гранитоидов, в результате чего эти структуры приобретают облик гранитных куполов, которые Н. В. Горловым (1967) и некоторыми другими исследователями Беломорского района рассматривались как купольные структуры фундамента беломорид. На гетерогенность гранитоидов, формирующихся в лоухский период деформаций, указывают и значения их возрастов, полученные изохронным рубидий-стронциевым методом, — 2420 млн. лет (Gorokhov et al., 1973) и 2700 млн. лет (Геохронологические рубежи..., 1973). Возможно, что цифры 2700 млн. лет, полученные и по гранитным породам, сформированным в чупинский период деформаций и интенсивно деформированным и метаморфизованным в лоухский период, указывают не возраст гранитов чупинского периода, а датируют возраст их метаморфизма в лоухский период. На это косвенно указывают данные определения возрастов гранитных пород, секущих геологически более молодые (чем беломорская серия) комплексы пород лопия и широко развитые в комплексе породы фундамента в Карельском районе, которые датируются также в 2700 млн. лет (Кратц, Лобач-Жученко, 1975). Формирование складчатых структур лоухского периода тектогенеза в районе сопровождалось метаморфизмом субфации дистен-микроклиновых гнейсов (амфиболитовая фация) и в условиях пограничных с фацией дистен-мусковитовых гнейсов (эпидот-амфиболитовая фация). Геотермометрия дает для этого периода температуры в интервале 620–550⁰. Минеральные ассоциации кианита с калиевым полевым шпатом и диопсида с гранатом рассматриваются

как показатели наличия высокого давления в этот период (Володичев, 1975).

В конце лouxского периода тектонических деформаций происходит определенная стабилизация земной коры. С периодом относительной стабилизации связано формирование разрывных нарушений, по которым внедрялись интрузии самостоятельного комплекса лерцолитов — габбро-норитов. Петрографический состав данного комплекса (Степанов, 1971) варьирует от лерцолитов через оливиновые габбро-нориты и габбро-нориты до лейкократовых габбро-норитов (кристаллизационная дифференциация магмы толеитового характера с гомодромной направленностью). Генетически с этим комплексом связаны дайки и жилы метапорфиритов и метабазитов. Ближайшим петрологическим аналогом данного комплекса в Карелии является формация перидотит-габбро-норитов в зонах карелид.

Лouxский период тектогенеза рассматривался ранее (Стенарь, 1972, 1973) как составная часть общей последовательности событий единого беломорского тектоно-магматического цикла. Это обуславливалось тем, что сформировавшаяся в этот период система субширотных складчатых структур была установлена только в пределах территории развития пород беломорской серии и не была выявлена в более молодых комплексах пород лопия, в пределах которых самыми древними системами складчатых структур считались системы складок северо-восточной и субмеридиональной ориентировки, сформированные фазами ребольского периода карельского тектоно-магматического цикла. В настоящее время, благодаря комплексным исследованиям в северокарельской подзоне карелид, в ее субмеридионально ориентированной части (граница Беломорского и Карельского районов от Нотозера на севере до р. Кемь на юге), получены данные, которые указывают на то, что развитые здесь суперкратальные комплексы, по возрасту относимые к лопию (тихозерская серия), первоначально были деформированы в складчатые структуры общего субширотного простиранья с пологими углами погружения шарниров, аналогично складкам лouxского периода в породах беломорской серии. Аналогичные складки, но почти полностью переработанные и затусованные наложенными последующими деформациями намечаются достаточно отчетливо на ряде участков в пределах Карельского района в породах фундамента антиклинорных подзон карелид и в образованиях лопия на участках их субширотного развития, за пределами субмеридиональных тектонических зон. Общий структурный план определяется тем, что в этих сжатых межблоковых зонах, ограниченных тектоническими

контактами или участками мигматизации, сохранился основной объем пород лопия. Формирование субширотных складчатых структур сопровождается внедрением синтектонических гранитов. По более поздним субширотным разрывным нарушениям внедрились интрузии основного состава, сформировавшие систему дайковых тел. Таким образом, складчатые структуры, впервые выделенные в Беломорском районе как структуры лоухского периода тектогенеза беломорского тектоно-магматического цикла, возможно, связаны с самостоятельным тектоно-магматическим циклом или доробольскими фазами карельского тектоно-магматического цикла.

После лоухского периода тектонических деформаций в Беломорском районе начинается длительная эпоха деформаций, которые проявились неравномерно, но хорошо коррелируются со складчатыми деформациями в карелидах Карельского района, так как сформированные ими структуры являются сквозными. Здесь формируются последовательно складчатые структуры или зоны разгнейсования, ориентированные на северо-восток, субмеридионально, и северо-запад, аналогично структурам, сформированным фазами карельской складчатости в робольский и селецкий периоды в Карельском районе. С этими деформациями в Беломорском районе связано формирование дайкового комплекса, представленного диабазовыми порфиритами и гранатовыми габбро. Этот комплекс отделен от более раннего комплекса лерцолитов-габбро-норитов временем внедрения и консолидации интрузий гранодиоритов. В целом деформации постлоухского периода сопровождаются формированием гранитоидов от гранодиоритов до гранитов и частичным реоморфизмом более ранних гранитов. Для гранитов типичен существенно калиевый состав и гибридный характер гранодиоритов, сочетающих черты реоморфизма с эруптивными проявлениями. С наиболее поздними деформациями связано образование пегматитовых жил (слюдяносных и с редкометальной минерализацией). Метаморфизм, как и деформации, в это время проявлялся неравномерно и в основном соответствует условиям фации дистен-мусковитовых гнейсов (или эпидот-амфиболитовой фации): температуры от 550-480 до 400⁰, давления не ниже 9 кбар (Володичев, 1975). Для этой эпохи деформаций в Беломорском районе получены различными радиологическими методами цифры возраста пород менее 2600 млн. лет. Возраст наиболее молодых слюдяносных пегматитов установлен примерно в 1800 млн. лет (Виноградов, Тугаринов, 1964; Геохронологические рубежи..., 1973, и др.).

В целом широкий временной интервал возрастных датировок (приблизительно 1700-3500 млн. лет), полученный разными радиологическими методами для пород Беломорского района, обусловлен неоднократ-

ными тектоническими деформациями, метаморфизмом и разновозрастностью интрузивных пород. В результате длительной истории геологического развития, в которой в настоящее время достаточно четко выделяются три этапа, фиксируемые периодами тектогенеза, метаморфизма, мигматизации и магнетизма, единая суперкрупная беломорская серия преобразована в гетерогенный, полиметаморфический комплекс разновозрастных пород, известный в литературе под названием беломорского комплекса.

КАРЕЛЬСКИЙ РАЙОН

По особенностям геологического строения и развития здесь выделяются геологоструктурные подзоны (районы) — западная, центральная, восточная и северная, которые рассматриваются в качестве элементов карельской (центральнокарельской) зоны обширного пояса карелид. Геологическое развитие шло не одновременно, и история осадконакопления, магматизма и метаморфизма специфична для каждой из подзон. По этой причине характеристика разновозрастных комплексов дается в сравнении по отдельным подзонам, лишь для архейского комплекса пород фундамента карелид (комплекс беломорид) характеристика приведена в целом для региона.

Наиболее древние в Карельском районе образования в фундаменте карелид резко отличаются от комплекса Беломорского района степенью переработки более молодыми процессами. Здесь среди гранитоидных пород встречаются участки, сложенные мигматизированными гнейсами и амфиболитами. В гранитоидах также распространены местами глыбы и блоки древнейших гнейсо-гранодиоритов. Для рассматриваемых образований характерен радиологический возраст более 2600–2700 млн. лет (Кратц, Леба Ч-Жученко, 1975). К наиболее древним относятся структуры, а чаще — лишь их реликты, которые можно отнести к системе субширотной ориентировки. Они претерпели полную перестройку, и гнейсо-гранодиориты в большинстве случаев подвержены реоморфизму в связи с формированием разновозрастных гранитоидов, плагиогранитов, гранодиоритов, плагиомикроклиновых гранитов и других пород и образованием мигматитов различного типа, как за счет пород фундамента, так и за счет перекрывающих его серий.

Суперкрупные образования, более молодые, чем комплекс фундамента, в провинциальной стратиграфической шкале отнесены к лепскому отделу. Отложения данного отдела в разных подзонах района представлены различными сериями: гимельской — в западной,

гимольской и парандовской - в центральной, парандовской - в восточной, тикшозерской - в северной. Для всех этих серий характерен разнообразный состав отложений, среди которых доминируют вулканогенные и осадочно-вулканогенные породы в тесной ассоциации с железисто-кремнистыми породами, а также с графитистыми сланцами и кварцитами.

Образования гимольской серии распространены прерывисто на расстоянии до 400 км - от границы с Ладожским районом до системы озер Куйто на севере, в западной и южной частях центральной подзоны, среди обширного поля интенсивно магматизированных, гранитизированных гнейсов и гранитоидов различного состава и возраста. Совокупность этих образований составляет Фенно-Карельское антиклинальное поднятие (Кратц и др., 1969). Внутреннее строение участков развития образований гимольской серии, состав и стратиграфическая последовательность пород подробно охарактеризованы в опубликованных работах (Чернов, Стенарь, 1960, 1961; Кратц, 1963; Чернов и др., 1970; Лазарев, 1971, и др.). О перерыве и размыве гранито-гнейсового фундамента перед отложением гимольской серии свидетельствуют базальные конгломераты, установленные на гимольском участке (Чернов, 1964), а также аркозовые сланцы и песчаники (Лазарев, 1971). В составе серии выделяются образования двух крупных вулканогенно-осадочных циклов, нижние части которых представлены вулканическими, вулканогенно-осадочными и терригенно-осадочными породами, а верхние включают железистые кварциты. В южной части центральной подзоны (участки Маньга, Совдозеро) и в северной части западной подзоны (Костомукша) образования первого цикла представлены метаморфизованными лавами и туфами базальтового и андезито-базальтового состава с пластами железистых кварцитов и графитистых кварцево-биотитовых сланцев. На участках Большозеро, Гимолы (в западной подзоне южнее Костомукши) образования первого цикла представлены терригенными отложениями (конгломераты, глиноземистые гнейсы и сланцы), в верхах с маломощными прослоями железистых кварцитов. Образования второго цикла формирования гимольской серии повсеместно представлены метаморфизованными лавами и туфами дацитового состава (лептитовые гнейсы, порфиroidы, геллефлинты), а также чередующимися пластами железистых кварцитов с различными сланцами (участки Костомукша, Гимолы). Общая устанавливаемая мощность для сохранившейся части разреза гимольской серии определяется в 1800-2500 м.

В Карельском районе имеется ряд участков, на которых развиты образования парандовской серии, но наиболее полно и хорошо изучен

разрез на Хаутаваарском участке в центральной подзоне и на участке Парандовского месторождения в восточной подзоне (Проблемы геологии..., 1974). На Хаутаваарском участке породы серии прослеживаются на 100 км от оз. Водлозеро на север. Низы разреза парандовской (хаутаваарской) серии (Проблемы геологии..., 1976) здесь представлены метаморфизованными вулканитами среднего и кислого состава (андезиты, дациты с подчиненным количеством базальтов и липаритов) натрового ряда мощностью 1500-2000 м. В разрезе они перекрываются лавами, преимущественно базальтов, мощностью до 2000 м; на них залегают вулканогенно-осадочные образования, представленные туфами и туффитами андезито-дацитов и графитистыми сланцами, среди которых залегают колчеданные руды. Данная толща имеет мощность до 900 м и вверх по разрезу сменяется даковой толщей преимущественно базальтового состава, мощностью не менее 600 м, которая перекрывается толщей туфов и туффитов среднего и кислого состава, мощностью более 200 м. Суммарная мощность серии на Хаутаваарском участке достигает 4500-5000 м.

На участке Парандовского месторождения в восточной подзоне разрез парандовской серии начинается с вулканитов основного состава, представленных лавами в переслаивании с туфами и туффитами среднего и кислого состава и графитистыми сланцами, среди которых залегают колчеданные руды. Верхи сохранившейся части разреза сложены андезитовыми вулканитами. Общая мощность сохранившейся части разреза около 1500 м.

Образования тикшозерской (ириногорской) серии имеют прерывистое развитие, и наиболее полно их разрез изучен на участке оз. Тикшозеро в северной подзоне (Кратц, 1963; Московченко, Турченко, 1971, и др.). Нижняя часть разреза здесь сложена амфиболитами, амфиболовыми сланцами и гнейсами, которые выше в разрезе сменяются лейкократовыми гнейсо-сланцами, кианит-гранат-слюдистыми сланцами, графитистыми и кварц-серицитовыми сланцами, кварцитами. Мощность образований серии превышает 2500 м. Следует отметить, что данная подзона наиболее слабо изучена, и в настоящее время здесь проводятся детальные исследования.

В целом для наиболее хорошо изученных гимольской (содержащей основную массу железных руд) и парандовской (включающей колчеданные руды) серий устанавливается сходство развития в лопии, которое четко проявляется в смене основных вулканитов кислыми натрового ряда, но в парандовской серии в верхах разреза вновь появляются вулканогенные породы основного состава. Установленные вул-

каногенные породы в составе серий лопия относятся к формационным типам — недифференцированных толеит-базальтов и последовательно дифференцированных липарит-андезит-базальтов и липарит-дацитов. Для них установлены интрузивные аналоги: габбро-пироксенитовые, габбро-амфиболитовые и габбро-плагиогранитные.

Исследования тектоники (Этапы тектонического..., 1973) показали, что суперкрупные серии лопия были подвержены деформациям, которые проявлялись от начала накопления отложений отдела до начала отложений следующего отдела (сумия), и что данная эпоха тектонических движений соответствует периоду тектогенеза, который получил название ребольского периода. Тектонические движения ребольского периода на территории Карелии проявились повсеместно, но в наименее измененном виде ребольские структуры сохранились в западной подзоне. На первом из наиболее четко установленных этапов складчатости сформировались структуры северо-восточного простирания. Деформации этого этапа сопровождались формированием диорит-плагиогранитной серии и образованием гипербазитовой формации, а с заключительными фазами связано начало становления гранитной серии. Тектонические движения второго этапа вызвали образование наложенных складок, широких зон сланцеватости и гнейсовидности общего северо-северо-западного, субмеридионального, направления. С данными тектоническими движениями связаны образование даек, жил и небольших массивов микроклиновых гранитов, интенсивная мигматизация и порфиробластов более древних пород. Региональный метаморфизм в ребольский период протекал в условиях верхней части зеленосланцевой фации и в более глубоких — до гранулитовой фации кианит-силлиманитовой фациальной серии. Палеовулканологические реконструкции указывают на сложное строение района в период формирования серий лопия и на неоднородность коры перед проявлением главных фаз ребольского периода складчатости. Движения ребольского периода тектогенеза привели к расчленению территории Карельского района на участки, которые позднее, в сумии, характеризовались резко различными геотектоническими режимами.

В последнее время для гранитов, секущих породы лопия, определен возраст 2700 млн. лет (данные лаборатории ГЕОХИ). Следовательно, суперкрупные толщи лопия при современной хронологической датировке границы между археем и протерозоем в 2600 ± 100 млн. лет должны рассматриваться как архейские. По своему составу, структурной локализации, стратиграфическому

положению, магматизму и пр. комплексы период лопия Карелии аналогичны докембрийским комплексам других континентов, которые известны под общим названием зеленокаменных поясов архея. Однако с позиции геологического развития мобильных (геосинклинальных) поясов образования лопия в наибольшей степени соответствуют геосинклинальной стадии геологического развития единого протерозойского цикла в регионе или наиболее тесно генетически связаны с Карельским тектономагматическим циклом при отсутствии такой связи с более ранними комплексами беломорид.

В соответствии с провинциальной стратиграфической шкалой (Кратц, 1958) к сумию в Карельском районе отнесены осадочно-вулканогенные толщи большеозерской серии в западной подзоне, вулканиты тунгудской серии в центральной и восточной подзонах. Все эти образования с угловым несогласием залегают на породах лопия и перекрыты толщами, сложенными преимущественно полимиктовыми конгломератами, которые рассматривались в качестве базальных образований среднего протерозоя и были включены в состав сариолийского отдела. Исследованиями последних лет (Соколов, Галдобина и др., 1970; Проблемы геологии..., 1972) в центральной подзоне выявлены переслаивание и фациальные замещения между вулканитами сумия (которые не интродуцированы гранитами) и конгломератами сариолия. Учитывая тесную геологическую и парагенетическую связь сумийских и сариолийских образований и то, что они отделены от вышележащих отложений ятулия угловым несогласием и площадной корой выветривания (Соколов, Хейсканен, 1966), эти образования объединили в единый сумийско-сариолийский комплекс. Указанные трактовки объема сумия не противоречат одна другой, а геологически характеризуют дифференциальное самостоятельное развитие отдельных подзон в сумии. Так, в центральной подзоне сумийские (тунгудско-надвоицкая серия) эффузивы основного состава и сариолийские конгломератовые образования формируют генетически единый вулканогенно-осадочный комплекс, имеющий постепенные латеральные изменения в составе, которые сводятся к двум основным типам разреза.

1. Селецкий тип разреза характеризуется преимущественным развитием конгломератовых образований, несогласно залегающих на фундаменте, сложенном гранито-гнейсами и породами лопия. В верхней части разреза встречаются алевролиты и сланцы. Общая мощность, возможно, превышает 700 м.

2. Кумсинский тип разреза характеризуется широким развитием вулканогенных образований андезито-базальтового и базальтового

состава, формирующих толщи мощностью до 2000 м, местами со значительным количеством пирокластитов. Наряду с вулканитами в разрезе участвуют образования смешанного и типично осадочного состава, среди которых преобладают агломераты и конгломераты. Общая мощность отложений достигает 2500 м.

На севере восточной подзоны разрез рассматриваемых образований, условно выделяемых как гайкольский тип, отличается тем, что здесь наряду с общим количеством лав основного состава и грубообломочных терригенных отложений широко развиты песчанниковые и сланцевые тонкослоистые породы, достигающие мощности в несколько сотен метров. Общая мощность сумийско-сариилийских пород здесь достигает 1000-1500 м.

В западной подзоне образования сумия представлены большозерской серией, наиболее полный разрез которой изучен на участке оз. Большозеро (Стенарь, 1960, 1968). Здесь низы серии сложены конгломератами и кислыми эффузивами (альбитофирами), которые с угловым несогласием залегают на породах фундамента карелид и гимольской серии лопия. Выше в разрезе залегают туфобрекчии и тонкослоистые туфы андезито-дацитового состава, которые сменяются переслаивающимися туфопесчаниками и туфоконгломератами. Общая мощность пород толщи колеблется в пределах 500 м. Выше данной осадочно-вулканогенной толщи несогласно залегают эффузивы основного состава верхней толщи большозерской серии. Общая мощность серии здесь превышает 700 м. Несогласно на образованиях большозерской серии сумия и гимольской серии лопия залегают толща сариилийских полимиктовых конгломератов.

В целом повсеместно вулканогенно-осадочные породы сумия и сариилия резко несогласно залегают на эродированной поверхности разнообразных кристаллических пород лопия и фундамента карелид. Верхняя граница их определяется угловым несогласием и корой выветривания в основании перекрывающих ятулийских отложений.

Формирование пород сумия и сариилия определено и сопровождалось тектоническими движениями, которые объединяются под названием селецкого периода тектогенеза. В результате раннеселецких движений образовались системы складок северо-западного направления. В конце селецкого периода сформировались тектонические структуры северо-восточного направления. Региональный метаморфизм в селецкий период ограничивался в основном условиями эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций. С этапами селецкого периода складчатых движений связано внедрение габбро-перидотитовых, перидотит-габбро-норитовых комплексов и пород диорит-трондэми-

товой серии. С главными фазами тектогенеза связано формирование мигматит-гранитов, которые приурочены к линейным зонам тектонической активизации. В этот период формируются значительные по площади гранитные массивы (Нуорунен, Корманка и др.). В отличие от гранитов ребольского периода среди аксессуарных минералов здесь появляются флюорит, турмалин, реже молибденит, касситерит, монацит. К поздним расколам приурочены альбититы.

Совокупность данных по различным аспектам геологии выделенных подзон района указывает на общий орогенный характер геотектонического режима в сумии, который проявился излияниями лав основного, среднего и кислого состава и в определенной роли глыбовых тектонических движений к позднему этапу селецкого периода в консолидированном фундаменте.

Формирование сумийско-сариилийского вулканогенно-осадочного комплекса происходило в условиях, которые определяются как стадия доплатформенной (Мазарович, 1972), глыбово-сводовой активизации.

Образования ятулийского, суйсарского и вепского отделов формируют серии и свиты, согласно сменяющиеся в разрезе, а в целом имеют единое геологическое развитие.

В составе ятулия объединяются толщи вулканогенно-осадочных пород (кварцевые конгломераты, кварциты, доломиты, пестроцветные сланцы и песчаники, шунгитовые породы, вулканы основного состава и т.д.), имеющие мощность от 500 до 2000 м. Эти образования с угловым несогласием перекрывают все подстилающие комплексы и отделяются от них площадной корой выветривания. Ятулийские образования характеризуются значительной латеральной изменчивостью как по составу, так и по мощности отложений, что позволяет выделить на площади Карельского района три основных типа разреза ятулийских отложений: сегозерский, койкарско-медвежьегорский и онежский.

Ятулий сегозерского типа разреза представлен в основном гравелисто-песчанистыми осадками с прослоями кварцевых конгломератов, глинистых станцев; небольшим развитием пользуются карбонатные породы, и в разном объеме присутствуют основные эффузивы. Отложения этого типа развиты на значительной площади между крупными блоками дютулийского основания, имеющего гетерогенное строение. В основании ятулия залегают древние коры выветривания, элювиальные брекчи, иногда с карбонатным цементом. Нижнеятулийские отложения, весьма изменчивой мощности (от 300 до 1100 м), сложены в основном обломочными породами бассейнового типа. В среднем ятулии породы представлены песчанистыми осадками с прослоями глинистых пород и песчаников с различным количеством карбонатного цемента и реже -

карбонатных пород. Верхнеятулийские отложения в основании гравелито-песчанистые, выше песчано-глинистые и в кровле разреза глинисто-карбонатные. В зависимости от фациальных особенностей осадков и масштабов вулканических излияний, что связано с определенным положением в седиментационной области, здесь выделяются следующие подтипы разреза:

а) сегозерско-селецкий подтип характеризуется наличием в кровле нижнего и среднего ятулия основных эффузивов общей мощностью до 500 м. Отложения располагаются ближе к краю более стабильных блоков земной коры и граничат с отложениями койкарско-медвежьегогорского типа. Развита в основном обломочные, параличские и бассейновые осадки с четкой ритмичностью и циклическостью;

б) североелмозерский подтип отличается тем, что при увеличении суммарной мощности отложений (600–1200 м) из разреза выклиниваются нижнеятулийские эффузивы. Осадки в основном обломочные бассейновые;

в) чирка-кемский подтип образуется в основном песчанистыми породами, сравнительно (с другими подтипами) лучше сартированными, более мелкозернистыми, с нечетко выраженной циклическостью и ритмичностью. Здесь отсутствуют и вулканогенные породы, хотя суммарная мощность отложений более 1500 м. Отложения этого подтипа (район рек Чирка-Кемь, Волома) достигают большой мощности и занимают центральную часть области ятулийского осадконакопления в центральной Карелии;

г) панаярвинский подтип может быть в дальнейшем выделен как особый тип разреза ятулия. В составе нижнего ятулия здесь наряду с песчанистыми осадками широко развиты глинистые породы. В кровле нижнего ятулия широко развиты основные эффузивы, имеющие мощность до 300 м. В среднем ятулии широко представлены песчанистые, туфогенные, глинистые и карбонатные осадки.

Ятулий койкарско-медвежьегогорского типа разреза отличается тем, что в его составе развиты в основном маломощные обломочные (озерные и аллювиальные) осадки, широко представлены основные эффузивы и в меньшем количестве развиты карбонатные породы. Эти отложения распространены на территории стабильного Северонезжского блока земной коры. В основании ятулийских толщ развиты древние коры выветривания, элювиальные брекчии и участки погребенного микро- и мезорельефа. Нижнеятулийские отложения мощностью 0–200 м представлены обломочными (в основном песчано-гравелито-конгломератовыми)

осадками. В составе среднего ятулия осадочные породы имеют небольшую мощность (до 25 м). Среди них различаются гравелито-песчанистые и туфогенно-кремнисто-глинистые осадки. В кровле нижнего и среднего ятулия широко развиты основные эффузивы. Верхний ятулий сложен песчано-глинистыми и карбонатными осадками. Суммарная мощность отложений этого типа 450-1200 м.

В составе ятулия онежского типа разреза широко развиты карбонатные и шунгитсодержащие породы при меньшем количестве терригенных и вулканогенных пород.

В основании ятулия широко развиты древние коры выветривания на разных породах. Нижнеятулийские отложения представлены главным образом обломочными континентальными осадками различной мощности (от 0 до 400 м), причем на значительной площади развиты маломощные осадки. Среднеятулийские толщи сложены в основном карбонатными породами с песчано-глинистыми прослоями и гематитовыми рудами в кровле подтедела; верхнеятулийские - водорослевыми доломитами и другими породами. В зависимости от удаления от стабильных блоков земной коры и наличия в составе этих отложений (в большей части морских) вулканогенных образований выделяются подтипы:

а) суоярско-пяозерский с покровами основных пород в кровле нижнего и среднего ятулия. Эти отложения описаны в районе озер Суоярви и Онежского, т.е. на границе с Северноежским блоком земной коры;

б) туломозерский, где эффузивные основные породы, за исключением верхнеятулийских, не развиты. Эти отложения описаны в районе оз. Туломозера. Мощность онежского типа разреза меняется в пределах 500-1000 м.

В обоих подтипах в составе верхнего ятулия выше водорослевых доломитов описаны образования занежской свиты, которые лучше изучены в районе Онежского озера. Здесь в составе занежской свиты, имеющей суммарную мощность до 800 м, выделяются две подсвиты. В составе нижней подсвиты, мощность которой достигает 200 м, развиты темные и мелкозернистые темно-серые, зеленовато-серые кварцево-серицитовые, кварцево-карбонатно-хлоритовые сланцы и доломиты с тонкой горизонтальной слоистостью (кривозериты).

Состав и строение верхней подсвиты существенно различаются в разных зонах. На юго-западе Онежской структуры верхняя подсвита представлена большей частью лавовыми покровами, слюдястыми плагиоклазовыми и пироксен-плагиоклазовыми порфиритами,

диабазы, шаровыми лавами, которые переслаиваются с разнообразными по составу туфами, туффитами, шунгитсодержащими породами.

В центральной, северной и северо-восточной частях Онежской структуры верхняя подсвита состоит из различных по составу туфов, туфоалевритов, туффитов, карбонатных, кремнистых и других пород, в разной степени обогащенных шунгитовым материалом. Основные эффузивы встречаются реже. Отложения заонежской свиты пересекаются большим количеством силлов габбро-диабазов суммарной мощностью до 500 м.

Залегающие выше толщи представлены суйсарскими образованиями, которые из-за своеобразия своего состава (эффузивы ультраосновного состава и большее количество пирокластитов) обычно выделяются в ранге суйсарского отдела. Эти образования описаны в районе Онежского озера, на крыше Ветренный пояс и в северной Карелии. В настоящее время они лучше изучены в районе Онежского озера, где залегают на заонежских отложениях согласно, местами с небольшими размывами, фиксируемыми пластами туфоконгломератов и туфепесчаников и имеют суммарную мощность до 500 м. Детальное геолого-вулканологическое изучение этих образований показало их фациальную неоднородность. Здесь установлены три типа разрезов - вулканогенный (преобладают основные и ультраосновные эффузивы разнообразных прижерловых фаций), осадочно-вулканогенный (в основном развиты эффузивы, а выше пирокластиты и осадки) и вулканогенно-осадочный (широко развиты пирокластиты, осадочные и смешанные по составу породы), которые связаны между собой постепенными переходами. В вертикальном разрезе указанных отложений выделены стратиграфические единицы мелкого порядка, которые довольно отчетливо прослеживаются в разнофациальных отложениях.

Надсуйсарские отложения, развитые в Прионежье на большой площади, по крупным разломам (или серии разломов) субширотного простирания, проходящим в районе Петрозаводска, геологически разобщены на блоки. Севернее Петрозаводска в ядрах пологих брахисинклиналей выше суйсарских отложений согласно, а местами с размывом, имея в основании локально развитую кору выветривания, залегает толща однообразных переслаивающихся сланцев, песчаников и других пород суммарной мощностью порядка 1000 м. Эта толща одними авторами разделялась на падающую и шуйскую свиты (Галдобина, Михайлюк, 1971), а другими - объединена в составе бесовецкой свиты или серии (Кайряк, 1978) с выделением двух подсвит. Южнее

Петрозаводская располагается второй крупный блок, вероятно луч-
шенный относительно северного, где в современном эрозионном сре-
зе обнажаются в основании разреза отложения падаесской свиты, а
выше — западноонежские кварцито-песчаники, относившиеся ранее к
иотнию, а в последнее время причисленные к вепсию. Среди послед-
них, имеющих более чем километровую мощность, выделяются петро-
заводская и шокшинская свиты (Галдобина, Михайлюк, 1966). Здесь
важен вопрос о корреляции надсуйсарских отложений северного бло-
ка с надсуйсарскими-вепскими отложениями южного блока. Л.П.Гал-
добина и Е.М.Михайлюк считают, что отложения, залегающие ниже
петрозаводской свиты (южный блок), коррелируются с отложениями
бесовецкой (по А.И.Кайряку) серии (северный блок) и что здесь
наблюдается непрерывный разрез от собственно надсуйсарских к
вепским отложениям.

Ятулийские (включая заонежские), суйсарские и вепские от-
ложения, которые залегают одно на другом согласно, слагают еди-
ные тектонические структуры, сформированные в ходе кондопожского
периода тектогенеза (Этапы тектонического..., 1973), обусловив-
шего образование конседиментационных структур среднего протерозоя
и постседиментационное преобразование тектонических струк-
тур. Внутри периода соответственно выделяются два этапа. На пер-
вом формируются конседиментационные структуры в ходе ятулийско-
го седиментогенеза: Карельская (в нижнем ятулии) и Южкарель-
ская впадины, Североонежский блок (в среднем ятулии). В преде-
лах этих структур образовались изометричные антиклинальные склад-
ки и пологие, широкие или линейно-вытянутые синклинали север-
северо-западного простирания, иногда с флексурами на крыльях.
Формирование их сопровождалось излиянием основных лав, подводя-
щие каналы которых были приурочены к границе впадины.

На втором этапе тектонические структуры первого этапа подвер-
гаются переработке, формируются новые типы складок, наложенных
на конседиментационные структуры. Крупные вертикальные переме-
щения блоков привели к образованию горстов, грабенов и к расчле-
нению единых, ранее ятулийских структур.

На конседиментационном этапе кондопожского периода тектоге-
неза произошло формирование габбро-диабазовой и толеито-базаль-
товой, габбро-периодитовой и пикрито-базальтовой магматичес-
ких формаций в ятулии и суйсарии, а также силлового комплекса
габбро-долеритов (Репручей) и дайкового комплекса долеритов и

диабазовых порфиритов (Северная подзона) в вепсии. С постседиментационным этапом связано формирование на границе с Ладожским районом гранитов рапакиви. Вне областей развития вулканизма, в стабилизированных блоках развиты интрузии габбро-щелочной формации (Елетьозерский массив).

Ятулийские и вышележащие докембрийские образования в Карельском районе метаморфизованы обычно в условиях низких ступеней регионального метаморфизма (мусковито-хлоритовая субфация).

По типу осадков и магматизма, характеру тектонических структур и взаимоотношений с подстилающими породами образования среднего протерозоя аналогичны осадочному чехлу молодых платформ (Гарецкий и др., 1972).

ЛАДОЖСКИЙ РАЙОН

В пределах советской части Балтийского щита на северном и северо-западном берегах Ладожского озера располагается лишь небольшая часть прослеживаемой на территории Финляндии Южнофинляндской складчатой области.

Наиболее древние породы, предположительно относящиеся к фундаменту карелид, представлены здесь сильно реоморфизованными и дислоцированными гранито-гнейсовыми комплексами с реликтами амфиболитов и высокоглиноземистых пород.

Вышележащие образования лопия известны в районе г. Ялонваара, где развит вулканогенный комплекс так называемой ялонваарской серии. В основании ее разреза выделена толща андезитовых, андезит-базальтовых порфиритов и вулканогенных брекчий суммарной мощностью до 1400 м. Выше залегает тысячеметровая толща глыбовых туфобрекчий дацитовых порфиритов с горизонтами метакристаллокластических туфов, сменяющаяся толщей мощностью 800 м мелкозернистых туфов липарито-дацитов, туффитов и хомогенных кварцитов с линзами и пластами колчеданных руд. Венчается разрез толщей шаровых и массивных лав базальтового состава, мощностью около 1000 м. К лопию многими геологами (Кратц, 1963) относятся и образования сортавальской серии, имеющие значительное распространение в этом районе. В составе этой серии описаны вулканические породы (метадиабазы, метамандельштейны, шаровые лавы, туфобрекчи), мраморизованные известняки и доломиты, графитистые и амфиболовые сланцы, параамфиболиты, кварциты и другие по-

роды. По мнению других исследователей, эти образования относятся к ятулию.

В северо-восточной части района у оз. Мал. Янисъярви развиты ятулийские отложения, подобные отложениям в районе Туломозера, Суоярви и Онежского озера и относящиеся к онежскому типу разреза. Здесь выше горизонта коры химического выветривания залегает толща кварцитов (до 400 м), затем терригенно-карбонатных пород (до 300 м), а еще выше шунгито-карбонатно-сланцевая толща (до 150 м), которая сменяется осадочно-вулканогенной толщей (более 500 м). Две верхние толщи соответствуют заонежской свите в районе Онежского озера. Широко распространены в этом районе образования ладожской серии (Кратц, 1968), представленной в основном ритмичнослоистыми терригенными породами суммарной мощностью до 4000 м. Ладожские образования с перерывом залегают на отложениях сортавальской серии. С этим положением в принципе согласно большинство исследователей района, но вопрос о взаимоотношении ладожских (калевийских) образований с ятулийскими уже длительное время является предметом дискуссии. Если придерживаться мнения финляндских геологов, которые нашли, казалось бы, убедительные доказательства налегания ладожских образований на отложения заонежской свиты ятулия, то можно сделать заключение о синхронности заонежских и сортавальских образований. В этом случае идея о свекофенской орогении и специфическом геотектоническом развитии Южнофинляндской зоны в постъятулийское время находит геологическое подтверждение. И тогда, судя по стилю многократных тектонических преобразований, степени метаморфизма (зональный метаморфизм от зеленосланцевой до гранулитовой фации) образований ладожской серии, характеру и степени процессов гранитообразования в области их развития (интервал 1850-1750 млн. лет), здесь устанавливается геосинклинальная зона, возникшая в период платформенной стабилизации в других районах Карелии. Развитие данной зоны сопровождалось формированием магматических комплексов: вулканогенных - недифференцированного телеит-базальтового, глиноземистого андезито-дацитового, интрузивных - габбро-пироксенитового, пироксенит-габбро-диоритового, габбро-анертозитового и гранитов рапакиви.

В Ладожском районе развиты самые молодые породы докембрия Карелии, которые относятся к гиперборейскому отделу и рассматриваются в качестве образований верхнего протерозоя (Проблемы

геологии..., 1976). Они развиты на северо-восточном берегу Ладожского озера, где представлены салминской серией, которая здесь залегает на гранитах рапакиви с корой выветривания в основании. Эта серия (по данным бурения) делится на две толщи (свиты): нижнюю, осадочную, и верхнюю, вулканогенную. Осадочная представлена конгломератами, гравелитами, песчаниками, единичными слоями бурых и зеленовато-серых сланцевых аргиллитов, туфопесчаников и туффитов. Туфопесчаники и туффиты отличаются от песчаников наличием остроугольных обломков основного состава. Мощность осадочной свиты достигает 37 м. Вулканогенная толща представлена диабазовыми, долеритовыми, андезито-базальтовыми и базальтовыми порфиритами, чередующимися со слоями туфов базальтовых порфиритов. Мощность ее колеблется от 12 до 113 м.

Самыми молодыми докембрийскими образованиями являются осадочные породы гдовского и вышележащего котлинского горизонтов валдайской серии, относимой к венду. Они ложатся резко несогласно на все более древние докембрийские образования, в том числе и на осадки салминской серии.

В целом магматизм в верхнем протерозое представлен вулканогенными трахибазальтовыми и интрузивными трахидолеритовыми комплексами.

Главной закономерностью эволюции основного-ультраосновного магматизма карелид Карелии является комплементарность его эффузивных и интрузивных производных, отражающая диалектические противоречия его развития, которые проявляются на всех уровнях.

В генерализованном виде эта комплементарность выражена в антидромной эволюции вулканизма и гомедромной — интрузивного магматизма. С другой стороны, комплементарность проявилась в уменьшении контрастности эффузивного и интрузивного магматизма в каждый последующий период тектогенеза. В суйсарии, в конце антидромной эволюции вулканизма, происходит смыкание эффузивного и интрузивного магматизма, который представлен только производными пикритовых магм. С вепся магматизм представлен только производными толеитовых магм с их эволюцией до гранитов рапакиви.

Общая антидромная эволюция вулканизма и гомедромная — интрузивного магматизма происходит претиворечно. Антидромная направленность вулканизма сепреождается известково-щелочной (гомедромной) направленностью дифференциации отдельных комплексов; общая гомедромная эволюция интрузивного магматизма происходит на фоне преобладающей толеитовой и фенитервской направленности

дифференциации. Известково-щелочное направление проявилось только в перидотитовых сериях габбро-перидотитовой и перидотит-габбро-норитовой формаций, а также на заключительном этапе эволюции толеитовых магм.

Такое детерминированное развитие магматизма в нижнем и среднем протерозое Карелии продолжительностью около одного миллиарда лет на сравнительно ограниченной площади и сохранение устойчивой специализации отдельных структурных зон (Гайкольская синклиналь) и зон глубинных разломов, контролирующих, в частности, размещение щелочного магматизма, свидетельствуют об устойчивой связи по вертикали между верхней мантией и корой, что не дает основания использовать для построения модели магматизма принципы новейшей глобальной тектоники плит.

Рубежами качественной смены эволюции магматизма можно считать границы лопия-сумия и суйсария-вепсия, завершившихся образованием перидотитовых и пикритовых магм.

Краткое рассмотрение особенностей строения трех геологических районов Карелии показывает, что в каждом из них запечатлены специфические пути развития разных частей карельского сегмента земной коры в докембрии.

ЛИТЕРАТУРА

- Виноградов А.П., Тугаринов А.И., 1964. О геохронологии докембрия восточной части Балтийского щита по данным свинцово-ураново-ториевого метода измерения абсолютного возраста. - Тр. Лаб. геол. докембрия, вып. 19. М.-Л., "Наука".
- Влодичев О.И., 1975. Метаморфизм фации дистеневых гнейсов. Л., "Наука".
- Галдобина Л.П., Михайлюк Е.М., 1966. Новые данные в стратиграфии верхнего протерозоя западного Прионекья. - В кн.: Вопросы геологии и закономерности размещения полезных ископаемых Карелии. Петрозаводск, Карел. кн. изд-во.
- Галдобина Л.П., Михайлюк Е.М., 1971. Литология и палеогеография осадочных образований среднего протерозоя южной Карелии. - В кн.: Проблемы литологии докембрия. Л., "Наука".
- Гарецкий Р.Г., Шлевицгер А.Е., Янин А.Л., 1972. Проблема фундамента молодых платформ. - В кн.: Структура фундамента молодых платформ. М., "Наука".
- Геохронологические рубежи и геологическая эволюция Балтийского щита, 1973. Л., "Наука".

- Г л е б о в и ц к и й В.А., 1973. Проблемы эволюции метаморфических процессов в подвижных областях. Л., "Наука".
- Г о р л о в Н.В., 1967. Структура беломорид. Л., "Наука".
- Г р и г о р ь е в П.К., 1935. Материалы по пегматитам северной Карелии. - Тр. ЦНИГРИ, вып. 37. Л.-М., ОНТИ.
- Д у к В.Л., 1967. Складки зоны ультраметаморфизма. Л., "Наука".
- К а й р я к А.И., 1973. Бесовецкая серия в Онежской структуре. Л., "Недра".
- К р а т ц К.О., 1958. К расчленению и терминологии протерозоя Карелии. - "Изв. Карельского и Кольского филиалов АН СССР", № 2.
- К р а т ц К.О., 1963. Геология карелид Карелии. - Тр. Лаб. геол. докембрия, вып. 16. М.-Л., Изд-во АН СССР.
- К р а т ц К.О., Л о б а ч - Ж у ч е н к о С.Б., 1975. Геологические типы гранитообразования в докембрии Балтийского щита. - В кн.: Восточная часть Балтийского щита, геология и глубинное строение. Л., "Наука".
- К р а т ц К.О., Л о б а ч - Ж у ч е н к о С.Б., Ч е к у л а - е в В.П., Я с к е в и ч Н.И., Б о р и с о в а К.Д., С о к о л Р.С., 1969. Геология и петрология гранито-гнейсовой области юго-западной Карелии. Л., "Наука".
- Л а з а р е в Ю.И., 1971. Структурная и метаморфическая петрология железистых кварцитов Костомукшского месторождения. Л., "Наука".
- М а з а р е в и ч О.А., 1972. Геотектонические условия формирования моласс. - "Геотектоника", № 1.
- М и ш а р е в Д.Т., А м е л а н д о в А.С., З а х а р - ч е н к о А.И., С м и р н о в а В.С., 1960. Стратиграфия, тектоника и пегматитоносность северо-западного Беломорья. - Тр. ВСЕГЕИ, т. 31. Л., "Недра".
- М о с к о в ч е н к о Н.И., Т у р ч е н к о С.И., 1971. Стратиграфия суперкрупных толщ северной Карелии и роль блоковых движений в их формировании. - В кн.: Стратиграфия и изотопная геохронология докембрия восточной части Балтийского щита. Л., "Наука".
- П о л к а н е в А.А., 1939. Дочетвертичная геология Кольского полуострова и Карелии или внаиболее восточной части Фенноскандинавского кристаллического щита. - Тр. ХУП сессии МГК, т. 2. Л.-М., ОНТИ.

- Проблемы геологии среднего протерозоя Карелии, 1972. Петрозаводск, "Карелия".
- Проблемы геологии нижнего протерозоя Карелии, 1974. Петрозаводск, изд-во "Карелия".
- Проблемы геологии докембрия Карело-Кольского региона, 1976. Петрозаводск, Изд-во Карельского филиала АН СССР.
- С о к о л о в В.А., Г а л д о б и н а Л.П., Р ы л е е в А.В., 1970. Геология, литология и палеогеография ятулия центральной Карелии. Петрозаводск, изд-во "Карелия".
- С о к о л о в В.А., Х е й с к а н е н К.И., 1966. Геолого-литологическая характеристика протерозойских (ятулийских) кор выветривания в Карелии. - В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. I. М., "Недра".
- С т е н а р ь М.М., 1960. Осадочно-вулканогенные образования района Большозера. - В кн.: Материалы по геологии Карелии, Петрозаводск, Изд-во Карельской АССР.
- С т е н а р ь М.М., 1968. С нижнепротерозойском вулканизме в западной Карелии. - В кн.: Вулканогенные и гипербазитовые комплексы протерозоя Карелии, Петрозаводск, Изд-во Карельской АССР.
- С т е н а р ь М.М., 1972. Геотектоническое развитие архейского комплекса Карелии. - "Геотектоника", № 5.
- С т е н а р ь М.М., 1973. Архей. - В кн.: Этапы тектонического развития докембрия Карелии. Л., "Наука".
- С т е н а р ь М.М., В о л о д и ч е в О.И., 1970. К вопросу о реликтовой гранулитовой фации регионального метаморфизма в западном Беломорье. - В кн.: Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. Л., "Наука".
- С т е п а н о в В.С., 1971. Друзиты губы Домашней Белого моря. - В кн.: Геохимия гипербазитов Карело-Кольского региона. Л., "Наука".
- С у д о в и к о в Н.Г., 1937. Краткий обзор дочетвертичной геологии Карелии. - В кн.: Международный геологический конгресс, ХУП сессия, путеводитель северной экскурсии по Карельской АССР. Л.-М., ОНТИ.
- С у д о в и к о в Н.Г., 1939. Материалы по петрологии западного Беломорья. - Тр. Ленинград. геол. упр., вып. 19. Л.-М., ОНТИ.
- Т и м о ф е е в В.М., 1935. Петрография Карелии. - В кн.: Петрография СССР, серия I, региональная петрография, т. 13, вып. 5. М.-Л., ОНТИ.

- Чернов В.М., 1964. Стратиграфия и условия осадконакопления вулканогенных (лептитовых) железисто-кремниевых формаций Карелии. М., "Наука".
- Чернов В.М., Инина К.А., Гершковец В.Я., Раевская М.Б., 1970. Железисто-кремнистые формации Карелии. - Тр. Ин-та геологии Карельского филиала АН СССР, вып. 5. Петрозаводск, изд-во "Карелия".
- Чернов В.М., Стенаръ М.М., 1960. Стратиграфия карельских образований западной Карелии. - Тр. Ин-та геологии Карельского филиала АН СССР, вып. 26. Петрозаводск, Изд-во Карельской АССР.
- Чернов В.М., Стенаръ М.М., 1961. Железорудная формация Карелии и ее сопоставление с аналогичными формациями Балтийского и Украинского кристаллических щитов. - В кн.: Проблемы геологии Карелии и Кольского полуострова. Мурманское кн. изд-во.
- Шуркин К.А., 1968. Главные черты геологического строения и развития восточной части Балтийского щита. - В кн.: Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л., "Наука".
- Шуркин К.А., Герхов И.В., Салъе М.Е., 1962. Беломерский комплекс северной Карелии и юго-запада Кольского полуострова. М.-Л., Изд-во АН СССР.
- Этапы тектонического развития докембрия Карелии, 1973. Л., "Наука".
- Gorokhov I.M., Kutuavin E.P., Volodichev O.I., Duk V.L., Varshavskaya E.S., Samsonov S.P., Krylov I.N., 1973. Rb-Sr systems in polymetamorphic rocks of West Coast of the White sea. - ECOG III, Abstracts, Oxford.
- Miyashiro A., 1961. Evolution of the metamorphic belts. - "J.Petrol.", N 1.

Л.В.Махлаев (СССР)
РЕКОНСТРУКЦИЯ ПЕРВИЧНОЙ ЛИТОЛОГИИ УЛЬТРАМЕТАМОРФИЧЕСКИХ
КОМПЛЕКСОВ ДОКЕМБРИЯ КАК ВАЖНЕЙШИЙ ЭЛЕМЕНТ ИХ
ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ КОРРЕЛЯЦИИ

L.V.Makhlakov (USSR)
RECONSTRUCTION OF PRIMARY LITHOLOGY OF PRECAMBRIAN
METAMORPHIC COMPLEXES AS AN IMPORTANT ELEMENT
OF THEIR GEOLOGICAL CORRELATION

Постановка проблемы корреляции докембрия в мировом масштабе говорит о том, как далеко продвинулась геология докембрия за последние 10 лет. Этот прогресс обусловлен как распространением приемов классической пелевой геологии на древнейшие отложения, так и использованием новейших лабораторно-аналитических методов. Большинство представленных на симпозиуме докладов посвящено верхнему докембрию, значительно меньше — среднему и совсем мало — архею. Это обусловлено тем, что сочетание интенсивных (и неоднократных) дислокаций с глубоким метаморфизмом исходных отложений в раннем докембрие усложняется широким развитием ультраметаморфических образований. Ключом к проблеме корреляции древнейших комплексов должно быть выяснение вопроса, наследуют ли ультраметаморфические образования (мигматиты, гнейсы-граниты, ультраметагенные гранитоиды) исходные особенности исходных пород в такой мере, чтобы по этим особенностям можно было судить о первичной природе этих пород.

В этой связи представляют интерес результаты наших многолетних исследований докембрийского складчатого пояса Таймыра, в сложении которого широко представлены наряду с метаморфическими и ультраметаморфические образования, а отличная обнаженность в сочетании с полной метаморфической зональностью позволяет не только наблюдать в деталях взаимоотношения различных пород, но и проследить шаг за шагом все стадии возрастающей интенсивности преобразования — от начального метаморфизма зеленосланцевой фации, на уровне которого первичная природа пород определяется, как правило, однозначно и без каких-либо сомнений, до полного переплавления, приводящего к формированию палингенно-анатектической гранитоидной магмы.

Докембрийский пояс Таймыра принадлежит к протерозойскому складчатому обрамлению Сибирской платформы и слагает крупный Карский антиклинорий, протягивающийся почти на 1000 км вдоль побережья Карского моря. Он сложен филлитами, кристаллическими сланцами, гнейсами и мигматитами, пронизанными телами разнообразных гранитоидов. Эти породы перекрыты с угловым несогласием умеренно дислоцированной терригенной толщей повднерифейского или вендского возраста, которая в свою очередь с локальным размывом перекрывается фаунистически охарактеризованным нижним кембрием.

Изучение разрезов протерозойского комплекса, проведенное в пределах зон наименьшей интенсивности преобразования (хлорит-серцитовая субфация зеленосланцевой фации), где в метаморфитах хорошо сохранились реликты первичных структур и текстур и другие особенности исходных пород, показало, что в основании вскрытой части разреза докембрия Таймыра залегают отложения аспидной флишовой фации — ритмически слоистые алевропелитовые осадки, зачастую с существенной примесью графитизированного органического вещества (мощность 2500–2700 м). Выше лежит фация терригенного флиша — плохо отсортированные терригенные осадки с глинистым цементом (граувакки), с отчетливо выраженной ритмической слоистостью градационного типа (2000 м). Выше по разрезу глинистый цемент сменяется глинисто-карбонатным и граувакки переходят в известковистые граувакки (1200–200 м). В западной части Берега Харитона Лаптева карбонатно-терригенный флиш фациально замещается вулканогенной толщей, сложенной метаморфизованными средними и основными эффузивами и их туфами. Выше залегают еще не менее 7000 м докембрийских отложений. Но эта часть разреза нигде не достигала уровня ультраметаморфизма, а потому далее не рассматривается. Перечисленные отложения интродуцированы дайками, силлами и мелкими штоками метагабброидов, особенно обильными в поле развития граувакк и известковистых граувакк.

Прогрессивный региональный метаморфизм превратил все эти докембрийские породы в метаморфиты разных уровней преобразования — филлиты, сланцы и метапесчаники зеленосланцевой фации, кристаллические сланцы эпидот-амфиболитовой фации, гнейсы амфиболитовой фации и, наконец, в мигматиты. Благодаря наличию хороших маркирующих горизонтов удается проследить все стадии этих последовательных преобразований — от аспидных сланцев и песчаников до гнейсов и мигматитов по простиранию какой-либо определенной пачки. Поэтому можно видеть, какие породы сформированы за счет

метапелитов, а какие — за счет граувакк и т. д. Оказывается возможным выделение нескольких параллельных метаморфических рядов, объединяющих продукты последовательных стадий изменения литологически однотипных исходных пород, рядов, порожденных метаморфизмом литологически сходного первичного материала. Чтобы подчеркнуть эту их особенность, мы предлагаем называть такие ряды и золитогенными метаморфическими рядами. Изолитогенный ряд метапелитов включает последовательно хлорит-серицитовые филлиты, хлорит-биотит-мусковитовые филлиты, мусковит-биотитовые сланцы, гранат-биотит-мусковит-ставролитовые сланцы, силлиманит-кордиеритовые и силлиманитовые кристаллические сланцы и гнейсы. Ряд граувакк открывают метаграувакки с серицит-хлоритовым цементом, затем последний становится хлорит-биотитовым, далее порода преобразуется в биотитовый сланец и, наконец, в биотитовый плаггиогнейс. Ряд известковых граувакк через цоизит- и куммингтонитсодержащие сланцы переходят к биотит-роговообманковым плаггиогнейсам и кристаллическим сланцам. Метаандезиты и их туфы преобразуются через актинолитовые порфиroidы в ферригастингситовые двуполовшпатовые гнейсы. Наконец, метагabbroidы превращаются в альбит-эпидотовые амфиболиты и далее в полевошпатовые амфиболиты и амфибол-плаггиоклазовые сланцы. Установлено, что все эти преобразования являются изохимическими.

Гнейсы и сланцы высоких уровней метаморфизма служат субстратом ультраметаморфических пород — мигматитов и автохтонных гранитоидов (теневых гранитов и порфиробластических гнейсо-гранитов), залегающих согласно с вмещающими породами и связанных с ними широкими зонами метасоматической фельдшпатизации (Махлаев, 1959; Махлаев, Коробова, 1972; Равич, Погребницкий, 1965). Процессы селективного плавления, развивающиеся сопряженно с метасоматической гранитизацией, приводят к частичной мобилизации преобразуемых толщ — к реоморфизму. Реоморфические гранитоиды, как правило, испытывают некоторое перемещение из зоны гранитообразования и интродуцируют в вышележащие породы, формируя там синкинема-тические параавтохтонные купольные и сводовые диапир-плутоны (Махлаев, 1965).

Дальнейшее повышение температуры при продолжающейся гранитизации недоплавленных реликтов субстрата приводит в конечном счете к полному переплавлению преобразуемых толщ и к возникновению за счет ультраметаморфитов палингенных гранитных магм, которые интродуцируют в перекрывающие породы (в большинстве случаев

в зону зеленосланцевой фации), формируя там аллохтонные плутоны (Махлаев, Коробова, 1972). Таким образом, докембрийские ультраметаморфиты и гранитоиды Таймыра образуют гранитную серию в том смысле, который вкладывал в это понятие Х.Х.Рид (1957).

В реальной таймырской докембрийской гранитной серии автохтонные гранитоиды и мигматиты связаны с вмещающими породами постепенными переходами, что позволяет почти во всех случаях с достаточной уверенностью определить, какой именно тип гнейсов служил субстратом при формировании того или иного гнейсо-гранитного тела или мигматитовой пачки. Но в то же время автохтонные гранитоиды связаны столь же тесными переходами с гранитами параавтохтонными. Это создает отличные возможности для прослеживания последовательности изменений, происходящих в породах на разных стадиях ультраметаморфизма. Если в автохтонных гранитах достаточно отчетливо выражена реликтовая слоистость разных порядков, включая унаследованную от флисовых толщ ритмичность (это хорошо видно не только при изучении обнажений, но и при детальном картировании автохтонных массивов), то при последующих преобразованиях породы становятся все более массивными, более однородными и структурно и химически, пока палингенез не приводит к полному переплавлению, т.е. к полной гомогенизации, свойственной конечным членам серии — аллохтонным анатектическим гранитам.

Если региональный метаморфизм является, как говорилось, процессом в основном изохимическим, то при ультраметаморфизме уже на самых ранних стадиях отчетливо фиксируются не только изменения структуры и минерального состава пород, но и изменения химические — гранитизированные гнейсы обогащаются кремнием и калием и в то же время обедняются магнием, кальцием, железом. Закономерно меняется и минеральный состав — уменьшается содержание темноцветных минералов, увеличивается содержание кварца, развиваются новообразования калиевого полевого шпата и т.п. Казалось бы, такая структурно-текстурная гомогенизация и одинаковая направленность изменений минерального и химического состава должны в конечном счете приводить к полному сближению гранитоидов, формирующихся по разному субстрату. В действительности же оказалось, что это не так. Многие особенности субстрата в той или иной степени сказываются на всех стадиях образования, включая и анатектическую, а потому за счет различных исходных пород формируются в конечном счете и разные граниты. Так, в рассматриваемой таймырской ультраметаморфической серии силлиманит-кордиеритовые гнейсы и сланцы (метапелиты) преобразуются в мигматиты, темные дву-

сланцевые граниты и далее — в анатектические двусланцевые граниты, слагающие отчетливо выраженные аллохтонные магматические интрузии. Биотитовые гнейсы (метаграувакки) переходят в биотитовые гнейсограниты и далее в биотитовые магматические граниты.

Биотит-амфиболовые плагиогнейсы и сланцы (метаморфизованные известковистые граувакки и metabазиты) дают начало аналогичной последовательности биотит-амфиболовых гранитоидов, а гастингситовые гнейсы (метаандезиты) — ряду гастингситовых гранитов. Таким образом, единая гранитная серия отчетливо подразделяется на четыре параллельных ряда, каждый из которых как бы продолжается в зоне ультраметаморфизма охарактеризованные нами ранее изолиитогенные метаморфические ряды. Эти гранитные ряды охватывают продукты гранитизации, реоморфизма и анатексиса литологически однотипных исходных пород, а потому мы предлагаем их называть и з о л и т о г е н н ы м и (табл. I). Совокупность изолиитогенного гранитного и предшествующего ему изолиитогенного метаморфического рядов дает нам п о л н ы й и з о л и т о г е н н ы й р я д. Для примера приведем полный изолиитогенный ряд пелитовых осадков (табл. 2).

Какие же именно особенности исходных пород наследуются гранитоидами и определяют в конечном счете их принадлежность к тому или иному изолиитогенному ряду? Как видно из сопоставления химических составов различных гранитоидов Таймыра (табл. 3), при одинаково направленных закономерных изменениях от начальных членов рядов к конечным в каждом ряду сохраняется относительная обогащенность теми компонентами, которые были в избытке в исходных породах, — кремнием, алюминием, щелочами в метапелитовом ряду, щелочноеземельными элементами — в известково-граувакковом, железом — в метаандезитовом. Граувакковый ряд хорошо отделяется от метапелитового относительно меньшим содержанием щелочей и меньшим относительным содержанием глинозема (меньшим значением характеристики "а'").

Различия хорошо видны при сопоставлении данных о минеральном составе и особенностях главнейших породообразующих и некоторых аксессуарных минералов. Так, например, хотя биотит присутствует во всех разновидностях таймырских гранитоидов, тем не менее в породах каждого ряда он различен. Гранитоиды метапелитового ряда содержат биотит, плеохроирующий в красно-коричневых тонах, биотит грауваккового ряда — буровато-зеленый. Наконец, для гранитоидов метаандезитового ряда характерен биотит, плеохроирующий в зеленых тонах (от очень светлого зеленовато-желтого через оливково-зеленый до почти черного, чуть просвечивающего тем-

Таблица I

Протерозойская орогенная гранитная серия Таймыра и изолитогенные

Тип исходных пород (до метаморфизма)	Субстрат гранитообразования (исходные породы на уровне метаморфизма амфиболитовой фации)	Формационный тип (по Ю.А.Кузнецову)		
		Формация мигматитов и анатектитов амфиболитовой фации		Формация гранитных батолитов
		Главные члены гранитной серии (по Х.Х.Риду)		
		Автохтонные гранитоиды	Параавтохтонные гранитоиды	Аллохтонные гранитоиды
Целин, алевропелиты (включая черные или)	Гранат-силлиманит-кордиерит-биотитовые гнейсы и кристаллические сланцы (в том числе графитистые)	Мусковит-биотитовые теневые граниты Q =29; a' =32; N _{P1} =25	Лейкократовые мусковит-биотитовые граниты Q =29; a' =46; N _{P1} =18	Лейкократовые альбит-микроклин-новы мусковитизированные (биотит-мусковитовые) граниты Q =30; a' =55; N _{P1} =8
Граувакки	Биотитовые и гранат-биотитовые плагиогнейсы	Порфириобластические биотитовые гнейсо-граниты Q =27; a' =0; N _{P1} =24	Порфириовидные биотитовые граниты Q =23; a' =6; N _{P1} =20	Порфириовидные биотитовые граниты Q =31; a' =30; N _{P1} =20
Известковистые граувакки и метабазальты	Биотит-амфиболовые плагиогнейсы и сланцы, полевшатовые амфиболиты	Порфириобластические биотит-амфиболовые гнейсо-граниты Q =20; c' =1; N _{P1} =32	Порфириовидные биотит-амфиболовые гранодиориты Q =18; c' =7; N _{P1} =30	Порфириовидные биотит-амфиболовые гранодиорит-граниты Q =18; c' =8; N _{P1} =20
Андезит-базальты, туфы, туффиты	Гастингситовые и биотит-гастингситовые двупольные вошатовые гнейсы	Гастингситовые и эгирин-гастингситовые теневые граниты Q =22; f' =70; N _{P1} =22	Гастингситовые граниты Q =21; f' =60; N _{P1} =27	Гастингситовые граниты Q =28; f' =80; N _{P1} =13

гранитные ряды в ее составе

Наиболее характерные особенности ряда	Тип изолитогенного гранитного ряда	Название ряда (по их ходным породам)
Пересыщенность глиноземом (a' =32-55), субщелочной состав плагиоклаза. Биотит красно-бурый (содержит > 17,5% Al ₂ O ₃). Повышенное содержание Sr, Ce, Be. Из аксессуаров обычны циркон, апатит, рутил, всегда встречается гранат, силлиманит; рудный минерал - ильменит	Субщелочные высокоглиноземистые лейкократовые (двуслошные) граниты	Металейтовый
Незначительная пересыщенность глиноземом (a' =0-30), умеренное содержание Mg, Ca. Биотит коричневый (около 17% Al ₂ O ₃). Из аксессуаров обычны циркон, апатит, рутил, иногда встречается гранат; рудный минерал - магнетит	Щелочноземельные умеренно глиноземистые (биотитовые) граниты	Граувакковый
Умеренное содержание Mg, Ca. Биотит буровато-зеленый (< 16% Al ₂ O ₃). Амфибол - обыкновенная роговая обманка. Из аксессуаров преобладает сфен, обычно циркон, апатит. Встречаются ортит, уранинит. Рудный минерал - магнетит	Щелочноземельные (биотит-амфиболовые) граниты	Известковистый-граувакковый
Резко преобладает Fe над Mg. Много Na, повышенное содержание Nb, Ta, Th. Очень мало Ca. Биотит (лепидомелан) плеохромует от бледно-желтого через оливково-зеленый до черного (11-12% Al ₂ O ₃). Амфибол (ферригастингсит) с малым 2v(0-40°). Аксессуары - сфен, ортит, циркон, встречается то-рит	Субщелочные железистые (лепидомелан-гастингситовые) граниты	Металейтовый

Таблица 2

Пример полного изолитогенного ряда (пелиты - глиноземистые граниты)

Полный изолитогенный ряд	Метаморфический изолитогенный ряд	1. Глины, глинистые алевролиты (илы)	Литогенез	Отложение осадков	
		2. Аргиллиты и алевролиты		Литогенез и начальный метаморфизм	
		3. Глинистые сланцы			
		4. Хлорит-серпичитовые филлиты	Региональный метаморфизм	Фация зеленых сланцев	
		5. Хлорит-биотитовые филлиты			
		6. Гранат-биотитовые кристаллические сланцы		Эпидот-амфиболитовая фация	
		7. Гранат-ставролит-биотитовые сланцы и гнейсы			
		8. Гранат-силлиманит-кордиерит-биотитовые сланцы и гнейсы		Амфиболитовая фация	
		9. Двуслюдяные гнейсы			
	Гранитный изолитогенный ряд	ряд	10. Двуслюдяные тневые граниты	Ультраметаморфизм	Метасоматическая гранитизация
			11. Двуслюдяные параавтохтонные (реоморфические) граниты		Метасоматическая гранитизация Реоморфизм Анатексис
			12. Альбит-микроклиновне мусковитизированные аллохтонные магматические граниты	Магматизм	Интрузия палингеновой магмы

но-зеленым в тонких сколах). Химические анализы показали, что при незакономерных вариациях в содержании почти всех компонентов биотиты гранитоидов разных изолигогенных рядов отчетливо различаются по содержанию глинозема (табл. 4).

Граниты разных рядов отчетливо различаются и по особенностям слагающих их полевых шпатов, по присутствию специфических для данного ряда минералов (гастингсит, обыкновенная роговая обманка, мусковит), по присутствию различающихся ассоциаций аксессуарных и рудных минералов, по содержанию характерных микроэлементов и другим признакам (см. табл. I).

На диаграммах $Ab-Ot-Q$ фигуративные точки метасоматитов каждого ряда образуют обособленные (хотя и частично перекрывающиеся) поля рассеяния, точки реоморфитов тяготеют к котектическим линиям, а точки магматических гранитов группируются у тройного минимума (рисунок). Интересно, что состав магматических двуслюдяных гранитов соответствует составу расплава, полученного Х. Винклером и Х. Платеном при экспериментальном плавлении глин (табл. 5), а биотитовые и биотит-амфиболовые граниты близки по составу к расплавам, полученным теми же исследователями при плавлении граувакк и известковистых граувакк.

Весьма существенно, что исходным материалом первых трех рядов служат наиболее распространенные в природе геосинклинальные отложения (аспидные сланцы, граувакки, известковистые граувакки), а конечные их члены отвечают наиболее распространенным гранитоидам. Гастингситовые граниты хотя и более редки, чем двуслюдяные, биотитовые и биотит-роговообманковые, но в докембрийских комплексах также встречаются достаточно широко (Кольский полуостров, Енисейский край, Полярный Урал и ряд других регионов).

Все это позволяет утверждать, что аналогичные изолигогенные ряды могут быть выделены и в составе докембрийских гранитных серий других регионов. Действительно, на Енисейском крае нами были выделены гранитоиды метапелитового и грауваккового рядов, а также не представленный на Таймыре ряд лейкократовых гранитов, формирующихся при ультраметаморфизме метаморфизованных кислых эффузивов (лептитов). На Алдане Н. Г. Судовиковым (1964) выделены три "гранитизационные серии", две из них отвечают ранним стадиям развития наших метапелитового и грауваккового рядов, а третья является началом нового ряда, образовавшегося в результате гранитизации кварцитов и последующего анатексиса продуктов этой гранитизации (вплоть до образования магматических аляскитов).

Таблица 3

Средние составы различных гранитоидов Таймыра и их

	Амфибол-биотитовые гранитоиды			Биотитовые гранитоиды		
	I	II	III	IV	V	VI
SiO ₂	64,3	64,0	66,8	69,2	66,8	71,5
TiO ₂	-1,0	0,8	0,5	0,6	0,8	0,3
Al ₂ O ₃	16,4	15,9	15,3	14,6	15,1	14,3
Fe ₂ O ₃	1,2	1,8	1,3	0,8	0,9	1,5
FeO	3,6	3,3	2,5	2,9	3,4	1,3
MnO	0,05	0,07	0,1	0,04	0,06	0,05
MgO	1,7	1,9	1,4	1,3	1,5	1,0
CaO	3,5	4,0	2,3	2,6	2,6	1,8
Na ₂ O	3,8	3,7	3,8	3,5	3,3	3,3
K ₂ O	3,7	3,2	5,3	3,9	4,3	4,0
P ₂ O ₅	0,1	0,2	0,1	0,1	0,24	0,1
s	76,0	74,2	75,6	78,3	76,4	79,4
a	13,9	12,9	15,8	13,1	13,5	12,7
b	5,8	2,6	6,4	5,5	7,0	5,8
c	4,3	4,3	2,2	3,1	3,1	2,1
a'	-	-	-	0,0	5,8	29,9
c'	1,2	7,2	8,4	-	-	-
f'	78,4	55,2	54,8	61,0	58,2	41,4
m'	20,4	37,6	36,8	39,0	36,0	28,7
φ	16,9	17,6	16,8	12,2	11,6	20,7
Q	19,9	18,3	18,2	27,3	23,0	31,1
K:Na	0,7	0,6	0,95	0,8	0,8	0,9
NP1	32	30	20	24	20	20

I - автохтонный порфиробластический амфибол-биотитовый гнейсо-гранит (по II ан.); II - параавтохтонный амфибол-биотитовый гранодиорит (14 ан.); III - аллохтонный амфибол-биотитовый гранодиорит-гранит (7 ан.); IV - автохтонный порфиробластический биотитовый гранит (7 ан.); V - параавтохтонный биотитовый гранит (7 ан.); VI - аллохтонный биотитовый гранит (4 ан.); VII - двуслюдяной те-

числовые характеристики по А.В.Заварицкому

Двуслюдяные гранитоиды			Гастингситовые гранитоиды		
УП	УШ	IX	X	XI	XII
70,3	71,3	72,5	65,7	66,0	70,8
0,5	0,4	0,2	0,5	0,5	0,3
15,1	15,2	14,7	14,7	15,8	13,6
0,7	0,9	0,6	0,4	0,3	0,4
2,7	1,7	1,3	6,0	5,0	4,2
0,05	0,03	0,03	0,1	0,06	0,1
1,1	0,6	0,5	1,5	1,3	0,3
2,2	1,4	0,8	2,3	2,7	1,1
3,7	3,3	3,5	4,3	4,7	3,8
3,0	4,6	4,8	3,0	1,8	4,4
0,2	0,3	0,3	0,1	0,15	0,05
78,1	78,6	79,5	74,7	75,0	79,0
12,2	13,5	14,1	13,8	12,9	14,4
7,1	6,3	5,5	8,7	8,9	5,3
2,6	1,6	0,9	2,8	3,2	1,3
31,8	46,4	54,7	1,6	18,3	12,5
-	-	-	-	-	-
43,0	37,9	31,0	69,7	57,3	80,0
25,2	15,7	14,3	28,7	24,4	7,5
7,5	12,6	9,5	4,6	3,1	7,5
29,2	28,6	29,9	21,8	21,0	27,9
0,6	1,0	0,95	0,4	0,3	0,8
25	18	8	22	27	13

невой гранит (11 ан.); УШ - параавтохтонный двуслюдяной гранит (14 ан.); IX - аллохтонный альбит-микроклиновый мусковитизированный гранит (26 ан.); X - гастингситовый теневой гранит (20 ан.); XI - параавтохтонный гастингситовый гранит (3 ан.); XII - аллохтонный гастингситовый гранит (5 ан.)

Т а б л и ц а 4

Содержание Al_2O_3 в биотитах из гранитоидов
и метаморфических пород Таймыра

Тип породы	Количество проб	\bar{X}	s	V(%)	$X_{min}-X_{max}$
Субщелочные глиноземистые двуслюдяные граниты, силлиманитовые и кордиеритовые гнейсы, ставролитовые сланцы (метапелитовый ряд)	11	19,6	1,4	7,0	18,1-22,1
Умеренно глиноземистые биотитовые граниты, биотитовые гнейсы и сланцы (граувакковый ряд)	8	16,8	0,6	3,0	16,3-17,5
Щелочноземельные биотит-роговообманковые граниты, биотит-роговообманковые гнейсы и сланцы (известковисто-граувакковый ряд)	9	15,8	0,4	2,5	15,3-16,1
Субщелочные железистые гас-тингситовые гнейсы	5	11,0	0,4	3,5	11,2-12,0

Т а б л и ц а 5

Сопоставление нормативных составов интрузивных двуслюдяных гранитов Таймыра и легкогранитных расплавов, полученных при экспериментальном анатексисе глин

Нормативные компоненты	Экспериментальные анатектические расплавы (Винклер и Платен, 1968)				Двуслюдяные граниты Таймыра (среднее из 29 анализов)
	I	II	III	IV	
Альбит	28	22	24	34	
Ортоклаз	38	41	37	29	
Кварц	34	37	39	37	

Совершенно независимо от нас, пользуясь иной методикой, украинские геологи И.Б.Щербаков и И.С.Усенко разделили архейские гранитоиды Украинского щита на апопелитовые и апобазитовые, т.е. выделили у себя то, что мы называем изолиитогенными рядами. Интересно, что они, базируясь на громадном аналитическом материале (более 300 анализов), также пришли к выводу, что изменения, происходящие в составе биотитов при гранитизации, "не настолько велики, чтобы полностью стереть те их особенности, которые заложены благодаря специфике состава исходных для гранита пород. Главная особенность биотита - содержание алюминия - сохраняется вплоть до типичных магматических гранитов" (Усенко и др., 1972). К аналогичным выводам пришли геологи, изучающие кристаллический фундамент Белоруссии.

Изучение минерального и химического состава гранитоидов одного из районов Австралии показывает, что одни их типы сформировались за счет плавления метапелитов, а другие - за счет метадиабазов (Chappell, White, 1974). При этом характеристики того и другого типа, приведенные в данной статье, хорошо коррелируются с характеристиками соответствующих изолиитогенных гранитных рядов Таймыра.

Различия между гранитоидами разных рядов, равно как и общие черты, присущие гранитоидам рядов одинаковых, выражены обычно настолько отчетливо, что при анализе детальных описаний гранитоидных и ультраметаморфических комплексов других регионов, составленных опытными и внимательными исследователями, как правило, можно отнести эти гранитоиды и ультраметаморфиты к тому или иному изолиитогенному ряду, даже тогда, когда сами авторы описаний не ставили перед собой подобной задачи и даже не допускали возможности ее постановки. В качестве примера можно назвать блестящие исследования В.Мармо, посвященные гранитоидам Сьерра-Леоне, работы О.А.Воробьевой и И.Д.Батиевой, в которых детально охарактеризованы гранитоиды и метаморфиты Кольского полуострова, работы М.Д.Крыловой, посвященные южному обрамлению Алданского щита, и многие другие.

Таким образом, распознавание первичной литологии пород, преобразованных в граниты, возможно, даже если это преобразование завершилось полным переплавлением. Но это означает, что выявляя и изучая изолиитогенные гранитные ряды в древнейших комплексах, мы получаем возможность распространить принцип палеолитологических реконструкций на область развития ультраметаморфитов. Такие исследования позволят нам прочитать предшествующую (дометаморфическую) геологическую историю соответствующих регионов, подобно тому как мы это успешно делаем теперь в районах со сравнительно

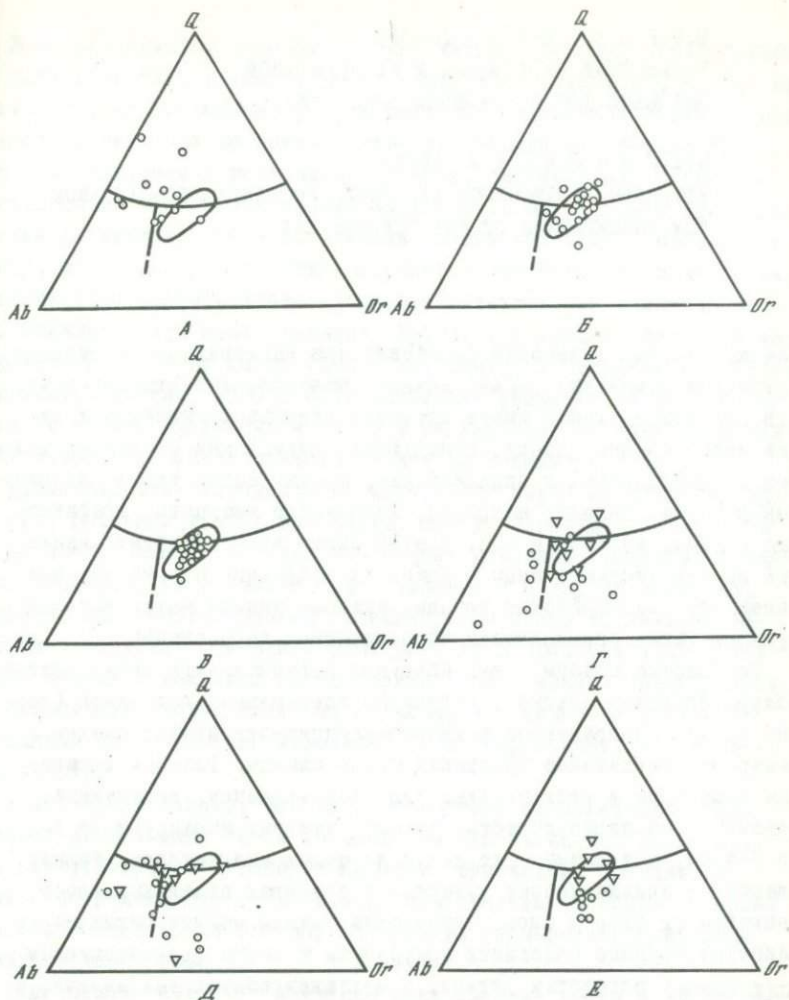
низким уровнем метаморфизма. Понятно, что такая палеогеология существенно облегчит корреляцию раннедокембрийских образований.

Следует обратить внимание и еще на один аспект реконструкции первичной литологии ультраметаморфитов. Очевидно, что состав пород, подвергшихся переплавлению, не может не влиять на потенциальную металлоносность и металлогеническую специализацию формирующейся при этом магмы. Но если это так, то выяснение литологии исходного материала, породившего полингенную магму, может дать хорошие критерии для быстрой предварительной оценки перспектив на обнаружение в ореоле интрузий этой магмы месторождений тех или иных полезных ископаемых.

Оба рассмотренных аспекта хорошо согласуются с задачами программы международной геологической корреляции. Очевидно, что без реконструкции первичной литологии ультраметаморфитов любые попытки корреляции докембрийских, в особенности архейских, комплексов будут оставаться весьма проблематичными.

ЛИТЕРАТУРА

- В и н к л е р Х., П л а т е н Х., 1968. Экспериментальный метаморфизм и анатексис. Новосибирск, "Наука".
- М а х л а е в Л.В., 1959. К вопросу о генезисе порфиоровидных гнейсо-гранитов Таймыра. - Тр. Ин-та геол. Арктики (НИИГА), вып. 13. Л., Изд-во АН СССР.
- М а х л а е в Л.В., 1965. О соотношениях понятий "интрузивный" и "магматический" на примере докембрийских порфиоровидных гранитов Таймыра. - "Геология и геофизика", № 1.
- М а х л а е в Л.В., К о р о б о в а Н.И., 1972. Генетические гранитоидные ряды докембрия Таймыра (метаморфизм, ультраметаморфизм, гранитообразование). - Тр. Сиб. ин-та геол., геофиз. и мин. сырья (СНИИГТИМС), вып. 123. Красноярское кн. изд-во.
- Р а в и ч М.Г., П о г р е б и ц к и й Ю.Е., 1965. Стратиграфическая схема докембрия Таймыра. - Тр. Ин-та геол. Арктики (НИИГА), т. 145. Л., "Недра".
- Р и д Х.Х., 1957. Гранитные серии в подвижных поясах. - В сб.: Земная кора. М., ИЛ.
- С у д о в и к о в Н.Г., 1964. Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии. Изд-во ЛГУ.
- У с е н к о И.С., Щ е р б а к о в И.Б., З а я ц А.П., 1972. Биотиты докембрия. Киев, "Наукова думка".
- C h a r p e l l B.W., W h i t e A.I.R., 1974. Two contrasting granite types. - "Pacif. Geol.", 8, 173-174.



Нормативные отношения альбита (Ab), ортоклаза (Or) и кварца (Q) в докембрийских гранитоидах Таймыра

А - двуслюдяные теневые граниты, Б - реоморфические двуслюдяные граниты, В - магматические двуслюдяные граниты, Г - порфиروбластические гнейсо-граниты биотитовые (треугольники) и биотит-амфиболовые (точки), Д - порфиرويدные реоморфические биотитовые граниты (треугольники) и биотит-амфиболовые гранодиорит-граниты, Е - порфиرويدные магматические биотитовые граниты (треугольники) и биотит-амфиболовые гранодиорит-граниты (точки). На диаграммах нанесены котектические линии при $P_{H_2O} = 2000$ бар, область тройного минимума и поле наибольшей частоты встречаемости магматических гранитов по данным О.Таттла и Э.Боуэна

Н.И.К о р е б о в а (СССР)
ТИТАНИСТЫЕ ПАРАСЛАНЦЫ И ИХ ВОЗМОЖНОЕ
ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ КОРРЕЛЯЦИИ ДОКЕМБРИЯ

М.И.К о г о б о в а (USSR)
TITANIUM PARASCHISTS AND THEIR POSSIBLE SIGNIFICANCE
FOR CORRELATION OF THE PRECAMBRIAN

Для корреляции докембрия (особенно при попытках сопоставления удаленных разрезов) весьма важное значение, как отметил акад. А.В.Сидоренко, может иметь изучение отдельных уникальных типов метавсадочных пород, обладающих специфичным составом, обликом и приуроченных к определенным, сравнительно узким возрастным рубежам. Таковы, например, железистые кварциты, графитистые сланцы, шунгиты и т.п. В этой связи важно обратить внимание на титанистые сланцы — очень своеобразные и пока еще малоизвестные докембрийские породы, которые вполне могут выполнять функцию таких специфически коррелятивных образований.

Титанистые сланцы — это продукты регионального метаморфизма алевропелитовых осадков, несколько обогащенных органикой (черных илов), превращенных в хлорит-серицит-биотитовые сланцы и ставролит-биотитовые кристаллические сланцы. Главным титановым минералом в этих породах является ильменит, образующий пластинчатые порфиробласты, диаметр которых варьирует от 1–2 мм до 3–4 см, а толщина — от долей до целых миллиметров. Размер пластин довольно хорошо выдержан в пределах отдельных слоев, но меняется от слоя к слою. Титанистые сланцы обычно ритмичны, и наиболее крупные пластинки приурочены к самым тонкозернистым (пелитовым) элементам ритмов, в метаалевролитах они мельче, а в прослоях, содержащих более 20% псаммитового материала, практически отсутствуют. Ильменит обычно составляет около 2% объема породы, но иногда его содержание достигает 5%.

Порфиробласты ильменита присутствуют в филлитах, появляясь на рубеже хлорит-серицитовой и хлорит-биотитовой зон зеленосланцевой фации, и остаются устойчивыми на протяжении всей эпидот-амфиболитовой фации. При повышении степени метаморфизма ильменит-содержащие сланцы преобразуются в глиноземистые кристаллические сланцы и гнейсы (силлиманитовые, кордиеритовые), в которых ильменит сменяется рутилом.

Еще сравнительно недавно (15 лет назад) подобные породы вообще не были известны. В начале 60-х годов было установлено весьма широкое их распространение в докембрийских отложениях нашей страны. В 1963 г. они были обнаружены нами на Таймыре (Керебова, 1965), где, как выявлено к настоящему времени, слагают полосу протяженностью более 400 км при ширине выхода 5-15 км. В основании рифея Тимана (Калужный, 1965) идентичные сланцы выделены в бобровскую свиту, прослеженную на сотни километров. На Кольском полуострове пластинчатые порфиробласты ильменита присутствуют в глинеземистых сланцах свиты кейв (Бельков, 1963). В последние годы они обнаружены и на п-ове Канин (Кочетков, 1967), в Северном Прибайкалье (Жаднова, Партнов, 1969). Есть косвенные указания на их присутствие в толщах Енисейского края и на Украине. Во всех этих районах возраст их среднепротерозойский либо нижнерифейский.

Думается, что сопоставление материалов изучения этих специфических, присущих только докембрию, пород различных регионов было бы очень полезно в целях корреляции разрезов удаленных площадей. Возможно, их изучение будет полезно и в других аспектах, например для восстановления палеогеографической обстановки накопления осадков. Оно может расширить наши представления о геохимии титана в условиях выветривания, литогенеза и последующего метаморфизма. Весьма важно их изучение и в качестве источника россыпных месторождений ильменита (как современных, так и пегребенных).

Можно предполагать, что распространение ильменитсодержащих сланцев должно быть более широким, чем нам известно. Возможно, они присутствуют в докембрии Карелии, Финляндии, Франции, а также Австралии, где есть богатые ильменитовые россыпи и широко развиты именно такие сланцы, которые на Таймыре ассоциируются с ильменитсодержащими.

Опыт показывает, что изучение этих сланцев часто сопровождается ошибками в диагностике рудного минерала. Даже О. Баклунд ошибочно назвал ильменит в таймырских сланцах гематитом. Некоторые исследователи принимали его за оттрелит. Видимо, причиной ошибок была необычность ассоциации, неожиданность появления новообразованного (а не клáстогенного) ильменита в метаморфизованной осадочной породе.

Очевидно, что метаморфиты, сформировавшиеся за счет метапелитовых пород, заслуживают особого внимания в связи с возможностью обнаружения и необходимостью всестороннего изучения титанистых

сланцев, что приведет к более полному пониманию особенностей геологической истории и может послужить целям корреляции докембрийских образований различных регионов мира.

ЛИТЕРАТУРА

- Б е л ь к о в И.В., 1963. Кварцитовые сланцы свиты кейв. М.-Л., Изд-во АН СССР.
- Ж а д н о в а Т.П., П о р т н о в А.М., 1969. Ильменитсодержащие метаморфические сланцы Патомского нагорья. - "Изв. АН СССР, серия геол.", № 2.
- К а л ю ж н ы й В.А., 1965. Фации метаморфических сланцев, происхождение и изменение их акцессорных титановых минералов (на примере Тиманского кряжа). - "Изв. АН СССР, серия геол.", № 12.
- К о р о б о в а Н.И., 1965. Ильменитсодержащие метаморфические сланцы Таймыра. - "Докл. АН СССР", т. 162, № 1.
- К о ч е т к о в О.С., 1967. Акцессорные минералы в древних толщах Тимана и Канина. Л., "Наука".

Св.А.С и д о р е н к о (СССР)
ОРГАНИЧЕСКОЕ ВЕЩЕСТВО В ДОКЕМБРИИ

Sv.A.S i d o r e n k o (USSR)
ORGANIC MATTER IN THE PRECAMBRIAN

Despite of the fact that the carbonaceous and carbonbearing rocks of the Precambrian have long been a matter of interest for the scientists, only the new scientific trend, the "sedimentary geology of the Precambrian" (Sidorenko, 1963) permitted to reinterpret their nature and significance on the radically new basis and to continue their investigations on the new genetic basis (Sidorenko, Sv.Sidorenko, 1968).

As a result of our investigations (Sv.Sidorenko, Sidorenko, 1975) we have revealed the following:

1. "Living", biochemical activity in the Precambrian was in all probability high enough and its role in the differentiation of the substance of the outer shell of the Earth was undoubtedly no smaller than in the Phanerozoic, the more so as the effect of the low organized matter on the mineral substance exceeds incomparably that of the high organized living matter.
2. Lower "life boundary" appreciated from different points of view including isotopic data on sulfur, approaches 3500 m.y. and corresponds to the age of the oldest sedimentary complexes of the Earth.
3. Exceptionally high turnover of water and main atmospheric gases through the living matter convinces that this fourfold system, i.e. the substance of the Earth exposing on the surface - hydrosphere - atmosphere - living matter, was created and acted as interrelated system at least 3500 m.y. age and had approximately same nature of masses and compositions during the whole geological history of the Earth.

4. Lithogenesis and evolution of the living matter were characterized by the parallel development, close interrelation and interaction throughout the whole history of the Earth's crust; they provided the evolution of the processes and products of the geological life of the Earth's crust.

However, at present, while analysing the problem under consideration (Sv.Sidorenko, 1974), it should be borne in mind that, on the one hand, the diagnostics of the nature of manifestations of free carbon and various organic compounds in the oldest sedimentary-metamorphic Precambrian formations proved to be in crisis and, on the other hand, that the stage of transition from abiogenesis to biogenesis undoubtedly had to be recorded in the geological strata of the Earth's crust.

The consideration of all aspects of paleobiochemistry and isotopic composition of the oldest carbonaceous matter (Sv.Sidorenko, 1975) shows, that the finding of the way out of this "diagnostic impasse" lays in the complex analysis of this problem on the solid geological basis and in the transference of diagnostic principles themselves on the submolecular and molecular levels. Besides, the search of the traces of the transition of abiogenic organic matter into biogenic one within the oldest exogenetic formations must be considered to be the most important new aspect of the solution of the problem of the organic matter in the Precambrian.

Evidently, this gives an important impulse to the development of the ideas concerning time and environment in which the life on the Earth's surface originated.

But the geological, lithological and geochemical characteristics both of the oldest organic matter and of the host metasediments concordantly show, that the change from abiogenesis to biogenesis has to be looked for in exogenetic products older than 3500 to 3700 m.y. In other words, in the period of Earth's geological history that we can review at the present, the organic matter even in the oldest sedimentary-metamorphic rocks is the derivate of biological systems.

Thus, the "biogeology" the new scientific trend formulated by us (Sidorenko, Sv.Sidorenko, 1971) becomes the very important instrument in the study of the joint development of inert and living matter on our planet.

Undoubtedly the living and organic matter in the Precambrian was as strong factor of exogenesis as in post-Precambrian time. It participated in and controlled the weathering and the

formation of eluvial products in the same way as in the Phanerozoic; it took part in transportation of the material to the deposition areas and controlled diagenetic development of the oldest sediments. In the course of the metamorphism of these primary accumulations of the biogenic matter and their host sediments, hydrocarbon compounds originated that later on, both in Precambrian and in post-Precambrian time, might migrate in overlying strata and accumulate there in the form of liquid and gaseous hydrocarbons. This "hydrocarbonous breathing" of the oldest sedimentary-metamorphic Precambrian strata we catch in present time too. Without taking into consideration this powerful source of carbon and carbonaceous compounds it is impossible to perform balance calculations of carbon for the Earth's crust as a whole. Finally, just as in Phanerozoic time, carbon-bearing rocks must have taken part in ore-forming processes, determining many specific features of the metallogeny of Precambrian shields.

Несмотря на то что первые свидетельства жизни в докембрии были получены наукой более 100 лет назад, а легендарный *Corycium enigmaticum* стал хрестоматийным, потребовались особые усилия исследователей, особенно в последние десятилетия, для того, чтобы сегодня мы могли работать в секции с таким утвердительным и оптимистическим названием, как "Жизнь и органическое вещество в докембрии".

Для исследователей, не занимающихся специально проблемами, к обсуждению которых мы переходим, многое из того, что нам уже известно и что здесь будет изложено, покажется истинно поразительным. Жизнь оказалась далеко не такой юной, какой она представляется, по-видимому, еще большинству, а мы за установлением ее истинного возраста спускаемся все более и более в глубь геологической истории.

Наде сказать, что исследователям, занимающимся этими проблемами, приходилось работать в несколько необычной обстановке, и их энергия уходила не только на сами исследования, но и на преодоление чисто психологических преград, связанных с еще сравнительно недавними представлениями об отсутствии органического вещества в докембрии. Геологи-докембристы старшего поколения помнят, как всерьез обсуждалась проблема так называемой "первозданной земной коры" на Фенно-Скандинавском щите, — ныне это нижнепротерозойские-верхнеархейские образования, в значительной части представ-

ленные нормально-осадочными, но естественно метаморфизованными породами; тем не менее постепенно вера в сплошную "магматогенность" докембрия все более разрушалась. Именно в этой связи хотелось бы добавить, что само существование секции "Органическое вещество в докембрии" на столь высоком форуме геологов-докембристов представляется и очень важным, и этапным.

В настоящее время можно выделить, с нашей точки зрения, два принципиально различных подхода к изучению проявлений жизни в древнейших образованиях земной коры. Первый - отыскание и изучение прямо наблюдаемых остатков живых форм, второй - установление самыми различными средствами свидетельств и признаков ее течения в прошлом.

Наши исследования в основном протекали в русле второго направления решения этой проблемы, и поэтому в докладе мы не будем касаться вопросов "докембрийской палеонтологии", равно как и проблем микрофасиилий древнейших комплексов.

В связи с тем что результаты наших работ достаточно хорошо отражены в печати, нам хотелось настоящий доклад построить не как доклад-информацию, а как доклад-анализ, вскрывающий некоторые основные аспекты этой сложнейшей проблемы.

Как известно, нахождение углеродсодержащих и углеродистых пород и образований в докембрии давно привлекло внимание исследователей. Однако лишь за последние десятилетия за рубежом и в СССР эти исследования получили особое развитие и качественно новые аналитические и технические средства. И тем не менее к началу 60-х годов в мировой литературе по существу можно было встретить лишь разрозненные сведения о нахождении в докембрии "углеродсодержащих пород", "углеродистых проявлений", "черных углистых образований", "графитистых выделений" и т.п. и еще реже - о нахождении в этих породах различных органических веществ. Это были, безусловно, ценные данные по геологии этих проявлений, по их петрографии, вещественному составу, даже изотопии углерода, но в цельную и широкую картину эти отрывочные сведения не складывались и к сколько-нибудь серьезным выводам их анализ исследователей не приводил. Для этого, с нашей точки зрения, в то время не было соответствующей научной основы, своего рода платформы, которая бы "подняла" эти факты до уровня важных обобщений и принципиальных выводов.

В 1963 г. академик А.В.Сидоренко (Сидоренко, 1963) впервые представил в полном объеме доказательства преимущественно седиментогенной природы докембрийских образований и показал, что пе-

рвично-осадочные породы докембрия принципиально сходны с отложениями фанерозоя. Им было сформулировано по существу новое научное направление в изучении докембрия, связанное с качественно иным пониманием ранних этапов геологического развития земной коры. Впоследствии это привело А.В.Сидоренко к обоснованию принципа единого, сходного, но эволюционно усложняющегося геологического развития Земли на всем известном сегодня протяжении ее истории (Сидоренко, 1969). Естественно, что принципиально новое понимание условий геологического развития Земли на ранних этапах позволило совершенно по-новому осветить факты обильных углеродистых выделений в метаморфических первично-осадочных породах докембрия. Поэтому приступая более 10 лет назад к исследованиям проблемы органического вещества в докембрии, мы смогли на новой генетической и методологической основе суммировать информацию об углеродистом веществе в докембрии, накопленную в многочисленных работах большой плеяды советских и зарубежных ученых.

Основные результаты проведенных нами многолетних исследований можно суммировать следующим образом.

1. "Жизненная", "биохимическая активность" в докембрии была, по всей вероятности, достаточно высокой и безусловно играла не меньшую роль в дифференциации вещества наружной оболочки Земли, чем это фиксируется в фанерозое, тем более что воздействие на минеральное вещество низкоорганизованного вещества (как отмечают микробиологи) в огромное число раз превышает воздействие высокоорганизованной живой материи.

2. Нижний "рубеж жизни", оцененный с самых разных позиций, включая и изотопные данные по сере, опустился до 3,5 млрд. лет и приблизился к возрасту древнейших осадочных комплексов Земли.

3. Учитывая исключительно высокую оборачиваемость воды и основных газов атмосферы через живое вещество (здесь уместно напомнить, что растения суши и океана обновляют всю двуокись углерода (CO_2) атмосферы в среднем за 6,3 года (1), а всю CO_2 и атмосферы и гидросферы, вместе взятых, примерно за 400 лет. Кислород атмосферы таким же образом обновляется за 5800 лет. Вся гидросфера Земли проходит через растительные организмы за 4,8 млн. лет (Добродеев, 1974). Как видно, все эти отрезки времени бесконечно малы по сравнению не только со всей геологической историей, но даже с отдельными ее историческими отрезками), можно видеть, что вся эта четвертая система, т.е. земное веществ-

во, выходящее на дневную поверхность, гидросфера и живое вещество, создалась и функционировала как взаимосвязанная система уже по меньшей мере 3,5 млрд. лет и имела по массам и составам примерно одинаковый характер на всем протяжении обозримой сегодня геологической истории нашей планеты.

4. Отсюда следует, что и литогенез, и эволюция живого вещества на всем протяжении геологической истории развивались параллельно, во взаимосвязи и взаимовлиянии друг на друга и совместно обеспечивали эволюцию процессов и продуктов геологической жизни земной коры.

Однако в начале 60-х годов, да и сейчас рядом исследователей оспаривалось и оспаривается биогенное происхождение свободных углеродистых выделений и углеводов в метасадочных породах докембрия. Если оставить в стороне малоаргументированные или просто произвольные соображения некоторых оппонентов о "небиогенности" этих образований и взглянуть на этот вопрос глубже и с позиций фактов, то окажется следующее: во-первых, действительно диагностика природы проявлений свободного углерода и различных органических соединений в древнейших осадочно-метаморфических комплексах находится в сложном, если можно так выразиться, кризисном положении; во-вторых, очевидно, что "живое" действительно возникло на каком-то определенном этапе из "неживого", и, таким образом, теоретически и логически мы вправе в принципе среди древнейших геологических образований искать и добиогенную стадию образования органических структур.

В чем же причина сложностей в генетической интерпретации природы углеродистых и углеводородных проявлений в древнейших метасадочных породах докембрия? Дело в том, что, хотим мы того или не хотим, сегодня необходимо считаться со следующим очевидным фактором: все или практически все важнейшие представители основных классов и групп органических соединений, обнаруженные к настоящему времени в древних и в древнейших осадочных породах, установлены в углистых метеоритах, а многие из них - и в поверхностных образованиях Луны, а также в целой серии модельных экспериментов при самых различных условиях, приближающихся, однако, к теоретически приемлемым ситуациям древнейших поверхностных условий.

Так, по данным Б.Наги, в углистых метеоритах установлены очень многие насыщенные углеводороды типа алканов, изопреноиды, алифатические углеводороды, очень многие ароматические углеводороды, карбоновые кислоты и широкий ряд азотистых соединений, включая порфины.

В образцах лунного реголита, доставленных "Аполлоном-12, -13, -14, -15, -16" и отобранных в достаточной отдаленности от места посадки космического корабля, С.Понаперума, Д.Оро, Б.Наги и особенно С.Фокс (Вдовыкин, 1975) были обнаружены следующие аминокислоты: глицерин, аланин, аспарагиновая и глутаминовая кислоты, серин и иногда треонин, этаноламин, орнитин и др. Б. Наги полагает, что все эти аминокислоты образовались либо в результате воздействия компонентов солнечного ветра, либо с участием карбидного углерода.

В лунном веществе, по данным Р.Джонсона и К.Дэвида, обнаружены высокомолекулярные алканы, ароматические углеводороды (бензол и др.), а также свободный углерод в форме графита.

Не имея здесь возможности подробно суммировать эксперименты, выполненные после классической работы Миллера, - я имею в виду эксперименты Уилсона и Понаперума, Оро, Фокса, Кальвина и др., - можно лишь подчеркнуть, что во всех этих экспериментах были синтезированы очень многие важнейшие органические соединения. Именно это позволило М.Руттену (1973) признать, что, видимо, "неорганическое образование "органических" соединений - распространенный космический процесс".

Кроме того, в настоящее время показано, что так называемая "оптическая активность", ранее считавшаяся непреходящим свойством только органических соединений биогенного происхождения, свойственна и многим неорганическим соединениям, и органическим соединениям неорганического синтеза. Появились определенные сложности и в применении изотопно-углеродного критерия распознавания продуктов биогенеза. Все это обусловило серьезные трудности в генетической интерпретации.

Выход из этой ситуации, так же как и многие зарубежные исследователи, мы видим только в дальнейшем совершенствовании и углублении всех применяемых методов диагностики, в переводе их на субмолекулярный и молекулярный уровни с обязательным изотопным изучением кислорода, углерода и серы во всех основных фракциях, в комплексности их использования, а также в восстановлении утраченной, как нам кажется, постоянной связи этих исследований с твердой геологической основой.

Но, как уже упоминалось выше, есть и другая сложная сторона рассматриваемой проблемы.

Для всех материалистически и диалектически мыслящих исследователей совершенно очевидно, что на каком-то определенном этапе химической эволюции земного (и, возможно, не только земного) ве-

щества "живая система" возникла абиогенным путем из "неживой". В самом общем виде путь полимерного синтеза "живого вещества" благодаря работам прежде всего А.И.Опарина, Дж.Бернала, А.Холдейна, М.Кальвина и других сегодня уже достаточно ясен, так же как ясно и то, что жизнь возникла в экзогенных условиях и ее саму, как это на первый взгляд ни парадоксально, тоже можно считать, с нашей точки зрения, продуктом экзогенеза, т.е. особой "геохимической реакцией"; рожденной на стыке газовой, жидкой и твердой сред безусловно при участии солнечной и электрической энергий и, возможно, при особой роли магнитного поля Земли.

Однако пока сугубо материально, а точнее геологически переход этот не прослежен, хотя интерес в этом отношении к древнейшим осадочным образованиям Земли у биологов и биохимиков проявился сравнительно давно, а изучение их различными методами этих наук осуществляется и сейчас А.И.Опариним, Б. и Л.Наги, Э.Баргхорном, Дж.Шопфом, Н.Оре, П.Клаудом и др. В самое последнее время вновь вернулся к обсуждению этой проблемы М.Руттен (1973).

Иначе говоря, в настоящее время перед нами встает задача поиска среди древнейших первично-осадочных пород Земли геологических следов перехода абиогенных органических веществ в биогенные, т.е. задача поиска геологических свидетельств возникновения жизни и ранних этапов ее химической и геологической эволюции. Мы убеждены, что эта проблема и в геологической ее формулировке представляется сегодня одной из наиболее актуальных, поскольку дальнейший прогресс биологов и биохимиков в области возникновения и развития жизни на Земле без конкретных материальных геолого-биохимических маркеров этой эволюции будет менее эффективным. Кроме того, исследование такого, с нашей точки зрения, в полной мере "геологического объекта", каким является жизнь, возможно (и необходимо) и геологами; ведь сегодня очевидно, как это показывает А.И.Опарин, что "...познать сущность жизни невозможно в отрыве от условий ее возникновения" и, добавим от себя, от геологической среды. Именно эта теснейшая связь жизни, живого вещества и косной материи в их совместном развитии в поверхностных частях нашей планеты позволила академику А.В.Сидеренко сформулировать новое научное направление — биogeологию.

Однако есть ли сейчас геологические основания ожидать, что мы можем обнаружить в известных сегодня древнейших осадочных комплексах этот этап перехода абиогенеза в биогенез?

В настоящее время, как известно, почти все исследователи сходятся в том, что свободный кислород атмосферы Земли биогенен,

так же как и в том, что первые "живые системы" возникли в бескислородной восстановительной среде. Геологические и геохимические варианты "докислородной", так называемой "тяжелой", примитивной атмосфере Земли, рассмотренные В.Руби, Г.Юри, Дж.Берналом, А.П.Виноградовым, Н.М.Страховым и другими, показали одновременно не только ее химическую специфику, но и тот возможный спектр продуктов выветривания и седиментогенеза, который мог при этом сформироваться. Не отвлекаясь на частности, подчеркнем, что, по мнению большинства исследователей, это должны были быть весьма специфические, можно даже сказать экзотические горные породы. Известны ли такие породы в глубоком докембрии? Учитывая относительно хорошую изученность наиболее древних осадочных пород Земли, можно уверенно сказать, что подобных пород пока не известно. Таким образом, хочется еще раз подчеркнуть, что в обнажающемся сейчас перед нами докембрии мы никак не можем видеть "первых осадочных геологических слоев" земной коры; они, безупречно, лежат глубже, стратиграфически ниже наиболее древних известных нам пород и в настоящее время еще не обнаружены. Отсюда должно быть ясно, что геологические данные значительно сокращают надежды на отыскание в известных сегодня древнейших осадочных породах сосуществующих "преджизни" и жизни.

Наконец, здесь следует хотя бы кратко остановиться на проблеме так называемых "организованных" или "структурных" элементов, обнаруживаемых в древнейших осадочно-метаморфических породах Земли, которые трактуются некоторыми исследователями как обуглероженные остатки первых примитивных организмов или водорослей. Однако и здесь проблема также остается открытой, поскольку эти "структуры" обнаруживаются и в древнейших осадках, в частности в отложениях формаций Фиг-Три, Онвервайт, Витватерсранд, имеющих возраст более 3 млрд. лет, и в углистых метеоритах.

Сегодня мы можем заключить, что все эти структуры относятся к типу микрокристаллитов, и в этом случае, конечно, они никакого отношения к рассматриваемой проблеме не имеют.

Итак, очевидно, что сейчас встает исключительно сложная, трудная, но чрезвычайно интересная проблема геологического протекания возникновения живого на Земле. Совершенно очевидно, что эта проблема должна решаться, во-первых, комплексно, целенаправленными усилиями геологов, биологов, биохимиков и аналитиков; во-вторых, и это главное, во всех случаях исследования должны проводиться на твердой геологической основе. Хотелось бы обратить вни-

мание на то, что зачастую такие исследования не сопровождаются детальным геологическим, петрографическим и литолого-фаціальным изучением. В решении проблемы органического вещества в докембрии мы отдаем примат геологическим и литологическим наблюдениям. Только отталкиваясь от этих данных, можно правильное интерпретировать и полученные нами результаты палеобиохимических анализов.

Важнейшими данными о распространенности и распределении свободного углерода и углеводородных соединений в докембрии, полученными в результате наших исследований, мы считаем следующие.

1. Углеродистые и углеродсодержащие породы — широко распространенная и неотъемлемая составляющая осадочно-метаморфических толщ в пределах практически всех известных регионов распространения как архейских, так и протерозойских образований.

2. В докембрии, как и в фанерозое, наиболее характерной ассоциацией пород, содержащих свободное углеродистое вещество, являются глинисто-сланцевые породы и обычные или высокоглиноземистые гнейсы. Относительно реже углеродсодержащие породы встречаются в ассоциативной связи с карбонатными породами — мраморами, доломитами, кальцифирами. Наиболее редко углеродсодержащими бывают кварциты и кварцито-песчаники. В этом же ряду пород убывает и степень их насыщенности углеродом.

3. Во всех без исключения случаях в метасадочных породах графитовое или углистое вещество распространено и распределено согласно с геологическими и литологическими особенностями строения пород и толщ; это же подтверждается и детальными наблюдениями по тонкому распределению точечной тонкодисперсной формы углеродистых веществ в этих породах (слоистость, микрослоистость, ритмичность).

4. Распространенность свободного биогенного углерода в различных типах осадочно-метаморфических пород докембрия вполне сопоставима с распространенностью органического углерода в основных типах осадочных горных пород и в современных пелагических осадках.

5. Именно в метасадочных породах докембрия, насыщенных углеродистым веществом, обнаруживаются твердые, жидкие и газообразные углеводороды, содержащие многие углеводородные компоненты типично нефтяного ряда.

6. Наконец, проведенный нами литолого-фаціальный анализ углеродсодержащих комплексов докембрия показал принципиальную аналогичность их типов как в докембрии, так и в фанерозое.

Таким образом, если мы действительно видим, что проявление свободного углерода и различные углеводороды и другие органические соединения распространены и распределены в породах докембрия в полном соответствии с тем, как распространено и распределено органическое вещество в осадочных породах фанерозоя, если мы видим, что оно практически во всех изученных случаях является неотъемлемой составной частью этих пород и тонкослоисто и ритмично размещается в этих осадочных породах в соответствии с литологическими, фаціальными и минеральными особенностями этих пород, то эти данные можно гораздо более уверенно интерпретировать как свидетельство того, что в наших руках действительно остаточное вещество — производное биологических систем. Бесспорно, что живое и органическое вещество в докембрии было столь же могучим фактором экзогенеза, как и в постдокембрийское время; оно участвовало в процессах выветривания элювиальных продуктов, так же как в фанерозое оно участвовало в переносе вещества к местам его седиментации и определяло диагенетическую жизнь древнейших осадков. В процессах метаморфизма этих первичных накоплений биогенного вещества вместе с метаморфизацией заключающих их осадков рождались углеводородные соединения, которые впоследствии, и в докембрийское, и в постдокембрийское время, могли мигрировать в вышележащие толщи пород и накапливаться в виде жидких и газообразных углеводородов (Сидоренко, Сидоренко, 1973). "Углеводородное дыхание" древнейших осадочно-метаморфических толщ докембрия мы улавливаем и сегодня; без учета этого мощного источника углерода и углеродистых соединений нельзя в настоящее время проводить балансные расчеты по углероду для земной коры в целом. Наконец, как и в фанерозойское время, углеродсодержащие породы должны были участвовать в процессах рудообразования, определяя многие специфические черты металлогении докембрийских щитов.

В заключение хочется выразить еще раз убеждение о том, что только комплексный подход к решению этой интересной и важной проблемы позволит со временем приблизиться к пониманию того, когда же, где и как произошла окружающая нас жизнь и как она влияла на пороодо- и рудообразовательные процессы, развивающиеся в земной коре на всем протяжении ее геологической истории.

ЛИТЕРАТУРА

- В д о в ы к и н Г.П., 1975. Экзобиология Луны. М., "Наука".
Д о б р о д е е в О.П., 1974. Опыт количественной оценки глобальной геохимической деятельности живого вещества. — "Вестн. МГУ, география", № I.

- Р у т т е н М., 1973. Происхождение жизни. М., "Мир".
- С и д о р е н к о А.В., 1963. Проблемы осадочной геологии докембрия. - "Сов. геология", № 1.
- С и д о р е н к о А.В., 1969. О едином историко-геологическом принципе изучения докембрия и постдокембрия. - "Докл. АН СССР", т. 186, № 1.
- С и д о р е н к о А.В., С и д о р е н к о Св.А., 1973. Докембрийский осадочно-метаморфический фундамент как один из источников углеводородов в земной коре. - В кн.: Современные проблемы геологии и геохимии горючих ископаемых". М., "Наука".

А.И.О парин (СССР)
БИОЛОГИЧЕСКИЙ АСПЕКТ ПРОБЛЕМЫ
ПРОИСХОЖДЕНИЯ ЖИЗНИ

A.J.O parin (USSR)
BIOLOGICAL ASPECTS OF THE LIFE ORIGIN PROBLEM

Astronomical and geological data as well as the results of model experiments allow to consider the possibility of abiogenic synthesis of diverse and most complex (polymer) hydrocarbon compounds in separate local (subvital) regions of the primitive Earth, as very probable. Transition from the chemical evolution to the biological one was marked by appearance of new qualities, peculiar only to living forms. These are: 1) overcoming of the entropy increase; 2) emergence of the organization "expediency", i.e. of the adaptation of intramolecular and supramolecular structures of parts to their functions as well as the adaptation of the whole to the existence under given environments, and 3) emergence of the information transmission peculiar to life (heredity). These qualities could not arise on the molecular level.

The generation of the phase-isolated multi-molecular open systems, that could grow up at the expense of substances and energy of the medium and progressively evolve on the basis of a new biological law, the natural selection in the original Darwinian meaning of the term, was necessary for their appearance.

Formation of such systems is also widespread now, under natural conditions as well as in the laboratory work with high-molecular compounds. Model experiments with such systems demonstrate a full possibility of their natural selection under the influence of environment.

It is conceivable that the so-called "organized bodies" discovered in the oldest Precambrian series are similar in their nature to the "Probiotics", the life predecessors emerged from the phase - isolated systems.

Современные успехи радиоастрономии позволили установить наличие большого разнообразия углеродистых соединений (органических веществ) в межзвездном пространстве. Уже сравнительно давно здесь было обнаружено изобилие таких сравнительно простых и низкомолекулярных веществ, как формальдегид, циан и его производные, цианоген, цианоацетилен и др. Позднее здесь были констатированы многочисленные низкомолекулярные алканы, спирты, эфиры, амиды, ароматические и гетероциклические соединения. Многие из этих веществ могли образоваться в межзвездном пространстве в результате фотохимических свободнорадикальных реакций. Однако сейчас мы имеем данные о наличии в космосе также и очень высокомолекулярных углеродистых соединений, например полициклических углеродов, которые могли быть синтезированы только в адсорбированном состоянии на поверхности пылевых частиц или при их облучении звездной радиацией, или чисто каталитическим путем.

Гербиц еще в 1970 г. высказал предположение, что межзвездные углеродистые молекулы, а также органические вещества метеоритов могут иметь общее происхождение. Судя по многочисленным последующим работам, в частности по исследованиям Андерса и его школы, весьма вероятно, что метеоритные соединения углерода образовались еще в солнечной небуле при $P \cong 10^{-5}$ атмосферы и $T = 360 - 380^\circ\text{K}$ благодаря реакциям между CO , H_2 и NH_3 , которые были катализированы пылевыми зернами магнетита или гидратированными силикатами наподобие известной реакции Фишер-Тропша, используемой в технике для получения гасолина.

При формировании планет Солнечной системы во внутренней части небулы более 90% ее углерода должно было быть потеряно наряду с водородом, гелием и другими летучими веществами. Планеты и астероиды могли сохранить при своем формировании только наименее летучие высокомолекулярные соединения углерода.

В поддержку этой гипотезы Андерс осуществил большее число модельных опытов, при которых он нагревал смеси CO , H_2 и NH_3 с никель-железным или глинистым катализатором в течение многих часов при температуре $250-300^\circ\text{C}$. Полученные при этом вещества включали большинство из известных полиатомных межзвездных молекул, таких, как гомологические серии ацетиленов, диенов, алколей, альдегидов, кетенов, эфиров, нитрилов, аминов, и циклических компонентов, таких, как фураны, пироллы и др. Аналогичные вещества и их высокомолекулярные производные обнаружены также в углистых хондритах, которые возникли из астероидов.

Из сказанного можно предположить, что и Земля уже при самом своем образовании получила "в наследство" от космоса значительный запас абиогенных органических веществ, в основном, согласно Андерсу, нелетучих углеродистых соединений со значительным числом углеродных атомов в их молекуле, которые поэтому вошли в состав первоначально более гомогенного твердого тела нашей планеты.

Конечно, вряд ли мы можем рассчитывать обнаружить эти в полном смысле слова "ювенильные" космические соединения в осадочных породах современной земной коры. Значительная их часть должна была подвергнуться пиролизу, летучие продукты которого вышли на земную поверхность и вошли в состав ее вторичной атмосферы. Другая часть космической органики, претерпев ряд химических изменений, послужила основой для возникновения пробионтов, а затем и первичных организмов. Наконец, третья часть поглощалась первичными организмами и приняла участие в их биологическом обмене веществ. Этот последний процесс шел несравненно быстрее и энергичнее, чем исходные абиотические превращения органики, и поэтому он почти целиком заслонил собой абиотические процессы эволюции углеродистых соединений, совершавшиеся в земной коре. Поэтому обнаруживаемые в ней органические вещества обычно принято считать биогенными, появившимися в результате распада живой материи.

Однако сейчас стало совершенно очевидным, что подвергшиеся глубокому распаду биологические продукты, даже полностью минерализовавшиеся органические вещества, могут в результате каталитических процессов, идущих на поверхности минеральных частиц земной коры, вновь синтезироваться во все более и более сложные органические соединения уже чисто абиотическим путем по примеру реакции Фишер-Тропша и аналогичного синтеза аминокислот из CO , H_2 и NH_3 .

Как мы должны рассматривать эти вещества и процессы их образования?

Конечно, их углеродные атомы уже побывали в живых существах, и с этой точки зрения они биогенны, но процессы их вторичного синтеза носят абиотический характер и могут рассматриваться нами как процессы, аналогичные тем, которые происходили в земной коре еще в отсутствие жизни. С этой точки зрения они представляют громадный интерес для изучения эволюции органических веществ на пути к возникновению жизни.

Однако до последнего времени эта эволюция изучалась главным образом на основании модельных опытов, имитирующих синтезы, происходившие в газовой фазе и в водном растворе, в атмосфере и гидросфере Земли. Изучение химической эволюции органических веществ в земной коре в природных условиях крайне затруднено происходящими здесь мощными биологическими процессами. Поэтому оно продвинулось еще очень незначительно. В основном изучается лишь распад биогенных органических веществ и имеются лишь очень ограниченные попытки отыскания условий, в которых абиогенные синтезы могут быть изучены вне зависимости от биологических процессов.

Гораздо более перспективными в указанном отношении могут явиться модельные опыты, воспроизводящие все более и более усложняющиеся синтезы органических веществ, адсорбированных на поверхности определенных минеральных объектов, и претерпевающих здесь различные катализируемые не органическими катализаторами реакции.

Уже сейчас становится ясным, что характер как этой адсорбции, так и осуществляемого здесь каталитического синтеза может быть очень избирательным и специфичным. Даже простая реакция Фишер-Тропша дает продукты структурно гораздо более селективные, чем вещества, получаемые при свободнорадикальных реакциях или при реакции простого взаимодействия карбида железа с кислотой.

Поэтому газове-хроматографическая кривая продуктов реакции Фишер-Тропша носит значительно зазубренный характер (аналогичный кривым биогенных объектов), в противоположность выровненным кривым карбидо-кислотного синтеза, о чем писал Кальвин.

Наиболее перспективными объектами, где мы в природных условиях можем надежно отмежеваться от биологических процессов, являются внеземные тела — планеты, кометы и в особенности метеориты — углистые хондриты. Абиогенный характер основной метеоритной органики сейчас не подлежит сомнению. Конечно, ее синтез протекал в иных условиях, чем на еще безжизненной Земле, однако специфика этого синтеза очень показательна. Так, например, в Мурчисоновском метеорите обнаружены многочисленные аминокислоты, как входящие в состав земных белков, так и не встречающиеся у нас на Земле. Но в метеорите количественно значительно преобладают первые, тогда как вторые обнаружены только в следах. По-видимому, исключительное положение современных белковых аминокислот в земной биосфере определено также еще в процессе

химической эволюции и обуславливало ее специфичность. В указанном метеорите обнаружены и основания нуклеиновых кислот с характерным преобладанием аденина, играющего такую исключительную роль в биологическом обмене.

Более сложной, чем изучение химической эволюции, является проблема перехода от этой эволюции к биологическим этапам происхождения жизни. Этот переход ознаменовался возникновением следующих новых качеств, в совокупности своей свойственных только живым объектам: 1) способность к преодолению нарастания энтропии; 2) возникновение "целесообразности" организации живых объектов, т.е. приспособленности внутримолекулярного и надмолекулярного строения частей к выполняемым ими функциям и приспособленности целого организма к существованию в данных условиях внешней среды; 3) возникновение специфической для жизни передачи информации (наследственности).

Все эти качества могли возникнуть только при образовании многомолекулярных фазовообособленных систем.

Характерным для физического неорганического мира является нарастание энтропии согласно второму закону термодинамики. Напротив, организмы обладают способностью создавать порядок из беспорядка, противодействовать нарастанию энтропии и даже снижать ее, сохраняя при этом высокий уровень свободной энергии. Это возможно только для так называемых открытых систем, отделенных от внешней среды определенной поверхностью раздела, не черпающих из нее вещества и энергию.

Образование фазовообособленных открытых систем необходимо и для возникновения "целесообразной" организации частей и целого живого. Оно возможно только на основании естественного отбора целостных систем, их метаболизма и особенностей структуры.

То же можно сказать и о возникновении третьего из названных мной качеств живого — наследственности, так как формирование кодовых отношений между белками и нуклеиновыми кислотами стало возможным только в результате естественного отбора предбиологических фазовообособленных систем. Как же можно подойти к объективному научному изучению этой стадии эволюции? Прежде всего это можно сделать на основании модельных опытов.

Выделение многомолекулярных фазовообособленных систем из однородного раствора органических веществ и сейчас чрезвычайно широко распространено в природе. Мы с ним постоянно встречаемся и в лабораторных условиях при работе с высокомолекулярными соединениями — белками, нуклеиновыми кислотами, липидами и т.д.

Таким образом, мы не только можем себе теоретически представить пути возникновения таких систем, но и экспериментально получить в лаборатории такого рода разнообразные системы, которые могли бы послужить нам моделями локально возникавших когда-то на земной поверхности образований.

Среди множества таких возможных моделей (микросферы фокса, пузырьки Голдейкра и др.) я выбрал для своих опытов коацерватные капли, так как они очень легко образуются и приобретают свойства открытых систем в лабораторных условиях. Для этого достаточно смешать водные растворы каких-либо высокомолекулярных веществ (например, белков или протеиноидов, полинуклеотидов и др.). При этом ранее равномерно распределенные во всем объеме растворителя молекулы собираются в многомолекулярные рои или кучи, и когда такой рой достигает большей величины, он выделяется из раствора в форме видимых под микроскопом капель. В этих каплях сосредоточено почти все высокомолекулярное вещество, а окружающий раствор ими очень беден, но может сохранять в себе добавленные низкомолекулярные вещества, например сахара, аминокислоты, мононуклеотиды и т.д.

Коацерватные капли отделены от окружающего раствора четко выраженной границей раздела. Но они обладают способностью поглощать из внешней среды вещества и энергию по типу открытых систем. В наших опытах такого рода поглощенные вещества претерпевали в каплях химические превращения, в частности полимеризацию, и за счет образовавшихся полимеров капли увеличивались в размере и весе. При этом скорость роста капель зависит от условий внешней среды и совершенства внутренней организации капель. Таким образом, нам удалось в эксперименте продемонстрировать зачатки естественного отбора капель, отбора, который лежит в основе их дальнейшей прогрессивной эволюции.

Но кроме модельных опытов нам хотелось бы сочетать наши исследования с данными докембрийской палеонтологии. В настоящее время весь докембрийский период принято делить на архейскую и протерозойскую эры. Широко развернувшиеся за последние десятилетия палеонтологические исследования показывают, что эти эры глубоко различались между собой по своим микробиятам.

Большой фактический материал, полученный по протерозою, позволяет утверждать, что протерозойская биосфера была богата микроскопическими, вначале в основном прокариотическими формами жизни, довольно высоко развитыми и в морфологическом и в биохимическом отношении.

В противоположность этому архей очень беден так называемыми "ископаемыми", и в отношении почти любого из них существуют коренные разногласия по поводу их биотического происхождения. Многие современные палеонтологи рассматривают их лишь как случайные агрегаты органической материи. В частности, например, найденные в Онвервахте сферические тельца очень сходны по своему виду и размерам с коацерватными каплями или микросферами Фокса, а также с так называемыми "организованными элементами" из метеорита Оргейля, абиогенная природа которых вряд ли подлежит сомнению. За небилогическую природу многих архейских находок говоря также и статистические исследования Шелфа. Весьма заманчивыми явились бы дальнейшие исследования, которые позволили бы объединить модельные опыты над фазовообесобленными системами с данными докембрийских палеонтологических изысканий.

Б. Наги, Л.А. Наги (США)
ОРГАНИЧЕСКОЕ ВЕЩЕСТВО В ДРЕВНИХ ОСАДКАХ ЗЕМЛИ

B. Nagy, L.A. Nagy (U.S.A.)
ORGANIC MATTER IN ANCIENT SEDIMENTS OF THE EARTH

The oldest known rocks of sedimentary origin is a micaceous metaquartzite which outcrops in the Isua area of Southwestern Greenland. This rock was found to be $3,760 \pm 70$ million years old by the Pb/Pb isotope dating method. It contains only non-biological graphite microstructures but no organic compounds which would attest biological activity at the time when this rock was first deposited in water. This Isua metaquartzite was not metamorphosed severely enough to have obliterated all signs of microfossils or all remnants of biochemicals; thus, it may have formed before life arose. Other locations on Earth may have had life present by 3,760 million years ago. Younger sedimentary rocks contain, with decreasing age, both increasingly complex microfossils and more complex organic matter. For example, the Onverwacht Series of the Swaziland System in South Africa contains both simple, round or ellipsoidal shaped microstructures, which may be microfossils, as well as complex, solid and basically aromatic-type carbonaceous matter. The Transvaal stromatolites contain unequivocal filamentous microfossils, which show both vegetative and cysting cells as well as such components of the solid organic matter as alkyl substituted tetrahydrofuran and tetrahydropyran which might have been derived from sugars. The age of the Onverwacht is $3,355 \pm 70$ million years and the Transvaal stromatolites approximately 2,300 million years. Both ages were determined by the Rb/Sr isotope dating method. The first cells containing cell nuclei (eukaryotes) did not evolve until 1,300 million years ago.

Древнейшая известная порода осадочного происхождения - слюдястый метакварцит, обнажающийся в районе Исуга в юго-западной Гренландии. Методом Рb/Рb изотопного датирования возраст этой породы был определен в 3760 ± 70 млн. лет. Она содержит лишь графит в форме небологических микроструктур. Отсутствуют органические соединения, которые свидетельствовали бы о биологической активности в водном бассейне седиментации того времени. Метакварцит Исуга

не так глубоко метаморфизован, чтобы были уничтожены все признаки микроскопических биофоссилий и хемофоссилий, поэтому возможно, что он формировался до того, как появилась жизнь. В других районах Земли жизнь, может быть, присутствовала уже 3760 млн. лет назад. Более молодые осадочные породы содержат по мере уменьшения возраста все более сложные микрофоссилии и более сложное органическое вещество. Например, серия Онвервахт системы Свазиленд в Южной Африке содержит простые, круглые или эллипсоидальные микроструктуры, которые могут быть микрофоссилиями, а также сложное, твердое углеродистое вещество, в основном ароматического ряда. В отложениях системы Трансвааль строматолиты содержат несомненные нитевидные микрофоссилии, обнаруживающие вегетативные и цистообразующие клетки, а также такие компоненты твердого органического вещества, как алкилзамещенные тетрагидрофуран и тетрагидропиран, которые, может быть, являются производными сахаров. Возраст серии Онвервахт 3355 ± 70 млн. лет, а строматолитов системы Трансвааль — приблизительно 2300 млн. лет. Оба возраста определены методом Rb/Sr изотопного датирования. Первые клетки, содержащие клеточные ядра (принадлежащие к эукариотам), появились не ранее 1 300 млн. лет назад.

ВВЕДЕНИЕ

Восемьдесят семь процентов истории Земли по продолжительности падает на ее докембрийский отрезок. Докембрий охватывает интервал времени между формированием Земли приблизительно 4500 млн. лет назад и началом кембрийского периода — около 600 млн. лет назад. Докембрий является не только самой длительной, но и важнейшей эпохой в истории Земли, поскольку в это время произошли следующие важнейшие события: а) в самом начале докембрия первичная планета возникла из пыли и газа исходной туманности; б) разделились ядро, мантия и кора Земли; в) возникла и развивалась примитивная базальтовая кора, а позже — протоконтиненты; г) возникла первоначально примитивная восстановительная, а затем близкая к современной окислительная атмосфера; д) появилась жизнь. Это несомненно самые основные и определяющие события геологической истории.

Цель этого доклада — рассмотреть докембрийские биологические и органохимические эволюционные направления. В основу положены как результаты исследований в лаборатории авторов, так и литературные данные. Как впервые было предположено Оваринным (1924), а позже Хальдэйном (Haldane, 1933) и Ури (Urey, 1952), первой

живой клетке должна была предшествовать небиологическая, химическая эволюция биохимических и коацерватных систем. Аминокислоты и жирные кислоты были позднее синтезированы из метана, аммиака и воды электрическими разрядами в условиях, воспроизводящих примитивную внешнюю среду Земли без биологического воздействия (Miller, 1953; Miller, Urey, 1959). Эти лабораторные опыты вполне подтвердили предсказания Опарина. Ряд исследователей, особенно Павловская и Пасынский (Pavlovskaya, Pasynsky, 1959), Орó (Oró, 1960) и его сотрудники, Кэ́львин (Calvin, 1961), Оргель и его коллеги (Sanchez et al., 1966^{1,2}; Orgel, Lohrman, 1974; и др.), Поннамперума и его сотрудники (Ponnamperuma, Gabel, 1968, и др.), Павловская и Телегина (Pavlovskaya, Telegina, 1973) и другие, позднее показали, что аминокислоты, радикалы нуклеиновых кислот и иные важнейшие органические вещества можно синтезировать в лаборатории небиологическими средствами в искусственных внешних средах, подобных докембрийским. Эти исследования вместе с более поздними работами Опарина (1965-1973 гг.) установили некоторые химические условия, предшествовавшие возникновению жизни. Было выявлено, что некоторые важнейшие органические вещества можно синтезировать в восстановительных условиях из паров и газов (H_2O , H_2 , CH_4 , CO , NH_3 и N_2) при наличии внешнего источника энергии. HCN обычно возникает как промежуточный продукт в некоторых из этих небиологических реакций. Примечательно, что биологически важные аминокислоты, пуриновые и пиримидиновые основания и сахара можно получать небиологически в растворах, содержащих H_2 , H_2O , N_2 и CH_4 , если возникающие в небольшом количестве молекулы HCN, CH_2O , NH_3 , $HC \equiv CCN$, $NCCN$ извлекать из исходной смеси. Добавочные небиологические взаимодействия могут формировать углеродистые коацерватные капли. Опарин (Oparin, 1965) сообщил о синтезе коацерватов при полимеризации нуклеотидов катализатором бактериальной фосфорилазы другого полимера, например полипептида. Фокс (Fox, 1968) со своими сотрудниками описал синтез "протеиноидных" микросферических образований при нагревании некоторых аминокислот сперва в отсутствие воды, а потом при добавлении воды к продуктам взаимодействия.

Сейчас неизвестны докембрийские породы осадочного происхождения, характеризующие тот момент, когда химическая эволюция первичных органических веществ остановилась, а биологическая эволюция началась. Вероятно, эти два события частично совпадали, т.е. жизнь уже эволюционировала в некоторых микросредах, тогда

как в других живые формы все еще отсутствовали. Наги, Зумберге и Наги (Nagy, Zumberge, Nagy, 1975) показали, что слабо метаморфизованный слюдястый кварцит из района Исуа в юго-западной Гренландии содержит лишь следы метана и немного графитных включений. Графит расположен по жилам, плоскостям отслаивания или по поверхностям напластования. Он формировался, по-видимому, небиологически при реакции первичного метана с гидроксидными железами — гетитом ($\text{FeO}(\text{OH})$) или гематитом (Fe_2O_3), при восстановлении их до магнетита (Fe_3O_4) и при последующем окислении углерода метана до графита. Метаморфизм этих пород не выходит за пределы нижних ступеней фации зеленых сланцев, поэтому очевидно, что микрофоссилии или остатки органических веществ, если они первоначально присутствовали, не были бы полностью уничтожены. Однако тщательные поиски и аналитические исследования не обнаружили никаких признаков микрофоссилий и органических веществ в этой породе из Гренландии. Свинцовым изотопным методом возраст перекрывающих отложений определен в 3760 ± 70 млн. лет (Morbath et al., 1973). Таким образом, кварцит Исуа, вероятно, представляет собой первую найденную до сих пор горную породу, сформированную до развития жизни, по крайней мере в этом районе Гренландии.

Изучение органических веществ в докембрийских породах затруднено тем, что относительно нешироко распространены неметаморфизованные и слабо метаморфизованные породы, недостаточно данных изотопного датирования, возможно последующее загрязнение растворимым органическим веществом. Вопросы возможного загрязнения изучались специально (Abelson, Hare, 1968; Nagy, 1970²; Shopf, 1970; Sanyal et al., 1971). Наги (Nagy, 1970) рассчитал, что через 1 м^3 кремнистого сланца серии Онвервайт с проницаемостью $5,7 \times 10^{-7}$ миллиарды за 3000 млн. лет при нормальных для осадочных бассейнов напорных градиентах приблизительно 1 м^3 воды может просочиться, насыщая пористое пространство, 200 раз и оставит при этом 0.35 г n-алканов с молекулярными весами 128 и выше. Другая трудность при изучении докембрийских образцов состоит в достоверной диагностике. Вывод о биологическом происхождении очень простых, круглых или эллипсоидальных форм, сделанный исключительно на основании морфологии, не принимается большинством палеонтологов и ботаников, особенно если эти формы не были найдены и изучены в петрографических шлифах.

Большинство геохимических исследований, главным образом тех, которые связаны с экстракцией растворимых органических веществ докембрийских пород, рассмотрел МакКирди (McKirdy, 1974). Шопф (Schopf, 1975) представил критический обзор докембрийских микробиот. В настоящем докладе обсуждаются исследования, проведенные в лаборатории авторов по химическому составу нерастворимого, твердого докембрийского органического вещества и по некоторым вопросам эволюции докембрийских микрофоссилий.

ХИМИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА В ДОКЕМБРИЙСКИХ ПОРОДАХ ОСАДОЧНОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ

Нерастворимое, твердое и полимероподобное органическое вещество в докембрийских осадочных породах, вероятно, является главным образом местным. По всей вероятности, оно не было сильно загрязнено позднейшими растворимыми органическими веществами, пресачивавшимися через породу с момента ее отложения. Можно полагать, что большая часть этого полимероподобного вещества была отложена вместе с минеральными зернами, которые позже сформировали породу. Следовательно, некоторые из молекулярных составных частей этого твердого органического вещества могут оказаться индикаторами окружающих (как, например, окислительно-восстановительных и т.п.) геологических и биологических условий, преобладавших в докембрии. Анализ этого органического вещества оказывается весьма длительным и трудоемким. Однако это окупается большой значимостью результатов, поскольку химический (молекулярный) состав этого вещества почти не известен как в докембрийских, так и в более молодых породах, а по общему количеству это органическое вещество, составляющее несколько десятых процента или меньше в большинстве осадочных пород любых возрастов, является, очевидно, самым распространенным органическим веществом на Земле.

Твердое органическое вещество в породах осадочного происхождения анализируется главным образом следующими приемами:

а) окислением хромовой кислотой (H_2CrO_4); б) окислением перманганатом калия ($KMnO_4$); в) пиролизом либо в инертной атмосфере (He , N_2), либо в вакууме; г) озонлизом; д) экстракцией водным раствором едкого кали (KOH). До проведения анализа необходимо, чтобы растворимые в растворителе органические вещества были удалены из образца породы, потому что они могут быть связаны с позднейшими загрязнениями. В лаборатории

авторов для устранения возможных загрязнений удаляется поверхностный слой образца толщиной около 0,5 см, а затем образец измельчается в шаровой мельнице с керамическими шарами, оборудованной прокладкой из тефлона (Teflon - C_2F_4). Предварительно и шаровая мельница, и прокладка очищаются смесью из 85% горячей концентрированной серной кислоты и 15% горячей концентрированной азотной кислоты. Тонкоизмельченная порода подвергается экстрагированию бензолом, потом метиловым спиртом и, наконец, водой в стеклянном сосуде, погруженном в ультразвуковую установку.

Различные аналитические методы обыкновенно выявляют различные продукты деградации полимеров. Окисление кислотой докембрийских пород позволяет обнаружить главным образом алифатические соединения с прямыми цепями (Hoering, Abelson, 1965). В частности, окисление хромовой кислотой и перманганатом калия нефтяных асфальтенов привело к отделению алифатических цепей от конденсированных ароматических ядер.

Пиролиз является жестким приемом деградации полимеров, который может давать ошибочные результаты. Было показано (Nagy, 1970²; Pretty et al., 1971; Nagy et al., 1972), что пиролиз довольно тонких слоев порошков пород в гелии или в других инертных газах при давлениях, близких к атмосферному, вероятно, может вызвать между- и (или) внутримолекулярную перегруппировку. Новые, сформированные из продуктов распада соединения не будут иметь никакой связи с составляющими первоначального вещества. Следовательно, из этих модифицированных продуктов распада нельзя теоретически построить первоначальную полимерную структуру. При таких условиях (Nagy, 1975) простой пиролиз чистого бензола дает следы нафталина и немного бифенила. Продукты пиролиза гораздо лучше соответствуют первоначальным полимерным компонентам, если пиролиз выполняется в возможно более тонких слоях образца в вакууме и при не очень высоких температурах (предпочтительно не выше 650°C). Пиролиз в атмосфере He или N_2 при околоатмосферных давлениях также может дать полезные, хотя и ограниченные сведения. Если полимерное вещество состоит главным образом из n -алканов или ароматических углеводородов, то влияние пиролиза на первичные соединения будет меньше, чем на более поздние компоненты. Ароматические углеводороды испытывают перегруппировку, но в основном их ароматический характер сохранится. Таким путем (Scott et al., 1970) удалось показать, что осадки серии Огвервахт, сформировавшиеся 3400 млн. лет назад, содержат в ос-

новном ароматическое полимероподобное вещество. Некоторые образцы перекрывающих их осадков формации Фиг-Три, возраст которых приблизительно 3000 млн. лет, содержат значительные количества n -алканов с длинными цепями в своей полимерной структуре. Эти углеводороды могут быть индикаторами микробиологических процессов. Органическое вещество, экстрагированное растворителем из докембрийского строматолита в доломитовом известняке из системы Трансвааль (около 2300 млн. лет), было подвергнуто пиролизу при вакууме от 10^{-3} до 10^{-4} торр и 250 и 500°C (Zumberge, 1973). Кварцевый аппарат для пиролиза был связан с охлажденным до температуры жидкого азота газоуловителем, и вся система была прямо связана с напускной системой масс-спектрометра. Во время пиролиза продукты деградации собирались в уловителе, который после пиролиза был нагрет до комнатной температуры, что позволило ввести продукты пиролиза в масс-спектрометр. Отношения масса/заряд (m/e) молекулярных ионов в масс-спектрометре показали CH_4 , C_2H_5 , C_2H_6 , C_3H_5 , C_3H_7 , C_4H_7 , C_4H_8 , C_4H_9 , C_5H_{11} , C_6H_{13} , O, CHO , CH_2O , CH_3O , CO_2 , C_2H_9O , H_2S , S_3 по S_8 и SO_2 - ионы. Они являются продуктами распада сложной неоднородной и твердо-органической матрицы. Типичные ароматические соединения $m/e = 77$, $m/e = 91$ (тропилий-ион) и $m/e = 105$ не были преобладающими. По крайней мере один из этих молекулярных ионов, формальдегид, CH_2O , возможно, имел биохимическое происхождение, хотя известен также и метод небиологического синтеза (Miller, 1953), или этот ион мог возникнуть в результате пиролитического распада ббльшей молекулы. Особая методика проведения пиролиза предназначена для анализа лунных образцов в лаборатории авто-ров.

Лунные образцы содержат небиологические соединения углерода намного более простого строения. Обычно продукты пиролиза вводятся вместе, как смесь, в масс-спектрометр низкой или средней разрешающей способности, и из-за этого масс-спектрометрическая диагностика компонентов является затруднительной. Новый метод пиролиза (Bandurski et al., 1975), при котором применяется значительно более высокий вакуум, состоит в использовании прямой системы: аппарат пиролиза - газовый хроматограф - масс-спектрометр. Эта система была сконструирована, чтобы облегчить решение рассматриваемой задачи (Zumberge et al., 1975).

Окисление озоном является менее интенсивным и более полным методом разложения, чем пиролиз на молекулярном уровне. Во время озонолиза обработанный растворителем порошок образца образует

взвесь в водном растворе КОН. Через эту суспензию пропускают кислород с содержанием озона около 3%. Озон предпочтительно воздействует на двойные связи, обрывает их и вызывает формирование озонидов. Добавочное окисление перекисью водорода приводит к образованию карбоксильных кислот. Из этих кислот можно формировать сложные метиловые эфиры, которые затем пригодны для комбинированного газохроматографического-масс-спектрометрического анализа (*Witz, Nagy, 1967*). При использовании этого метода докембрийские осадки серии Онвервахт и формации Фиг-Три дали ароматические соединения вместе со сложными метиловыми эфирами дикарбоксильной кислоты с короткими цепями и сложными метиловыми эфирами монокарбоксильной кислоты с длинными цепями (*Nagy, Urey, 1969; Nagy, Nagy, 1969*). Сложные метилафирные и карбоксильные группы на продуктах озонолитического разложения являются результатом процессов эфиобразования и кислотообразования после озонлиза, поэтому они не были частью первоначальной полимерной матрицы. Полученные результаты можно интерпретировать следующим образом: твердое органическое вещество в отложениях серии Онвервахт и формации Фиг-Три состоит из групп конденсированных ароматических ядер, связанных только короткими алифатическими цепями (сложными метиловыми эфирами дикарбоксильной кислоты). Сложные метиловые эфиры монокарбоксильной кислоты представляют собой длинные алифатические цепи, связанные лишь одним концом с ароматическими группами. Озонлиз твердого органического вещества в строматолите системы Трансвааль с возрастом (2300 млн. лет (*Zumberge, Nagy, 1975*) обнаружил дополнительные продукты разложения. Два циклических сложных эфира - 2- n -пропилтетрагидропиран и 2- n -пропил-3-метилтетрагидрофуран были отождествлены озонлизом, хроматографией в газовой фазе и масс-спектрометрией с низкой и высокой разрешающей способностью. Для масс-спектральной диагностики были использованы специально синтезированные, природные и чистые стандартные соединения. Строматолиты системы Трансвааль содержат обильные волокнистые синезеленые водоросли, в которых многие видят первое проявление разнообразия клеток (*Nagy, 1974; MacGregor et al., 1974*). Современные аналоги таких цистообразующих водорослевых клеток содержат обильные количества углеводов. Изучение образования современных строматолитов (*Gebelin, 1969*) показало, что строматолиты, образующие волокнистые и кокколитоподобные синезеленые водоросли, выделяют огромные количества органических веществ, главным образом полисахаридных, наруж-

ными слизистыми оболочками клеток. Возможно, что два циклических эфира, найденных в строматолитах (Zumberge, Nagy, 1975), образовались из таких сахаров во время диагенеза. Эти два циклических эфира не имеют карбоновых групп, склонных к эфирированию, и, следовательно, они, вероятно, были просто механически задержаны внутри полимерной матрицы (рис. 1 и 2).

Таким образом, систематические органические анализы показывают, что самая древняя известная горная порода осадочного происхождения — слюдяный кварцит из юго-западной Гренландии, возраст которого 3760 ± 70 млн. лет, — не содержит никакого диагностируемого углеродистого вещества биологического происхождения. Породы серии Свазиленд с возрастом от 3000 до 3400 млн. лет содержат твердое органическое вещество, которое, может быть, возникало или не возникало биологически. Однако 2300 млн. лет назад биохимические вещества были, вероятно, главными предшественниками современного полимероподобного органического вещества в строматолитах.

ДОКЕМБРИЙСКАЯ МИКРОПАЛЕОНТОЛОГИЯ

Не будет преувеличением сказать, что два важнейших события в биологии на Земле происходили во время докембрия. Во-первых, эволюционировала первая живая клетка; во-вторых, клетки, содержащие клеточные ядра (эукариотические), эволюционировали от простых клеток, не имеющих клеточных ядер (прокариотических). Прокариоты являются простыми организмами, бактериями, синезелеными водорослями, спирохетами, актиноциетами и т.д. Как было отмечено во "Введении", время, когда развилось первое живое существо, все еще не известно, хотя его можно предполагать. Сейчас вообще считается, что первые эукариоты эволюционировали приблизительно 1300 млн. лет назад. Первые эукариотические формы были описаны в Калифорнии (Cloud et al., 1969); эволюцию эукариотических клеток в целом проанализировал Маргулис (Margulis, 1970); доказательства, указывающие на время эволюции первых живых клеток, критически рассмотрел Шопф (Shopf, 1975).

Докембрийская микробиота была изучена к концу 19-го столетия, но позднее исследования приостановились вплоть до 1954 г., когда впервые были описаны микроорганизмы из отложений формации Гэвфлинт с возрастом 1900 млн. лет в Онтарио, Канада (Tyler, Barghorn, 1954; Barghorn, Tyler, 1966). Вскоре стало известно о находке простых, кокколитоподобных микроорганизмов из

отложений системы Фиг-Три в Южной Африке (Pflug, 1966; Barghorn, Shopf, 1966), возраст которых около 3 млрд. лет. Позднее были описаны простые, круглые микроструктуры серии Онвервайт, возраст которой 3400 млн. лет (Engel et al., 1968).

Оказалось, что размеры их слишком сильно варьируют - от 6 до 196 мкм; было высказано сомнение в том, что это действительно микрофоссилии (Nagy, Nagy, 1968, 1969). Позднее Наги (Nagy, 1971) описал здесь четыре разных вида микроструктур на основании исследований под световым и сканирующим электронным микроскопом. Один тип этих структур размером 2-6 мкм обнаружил морфологические черты, похожие на двойные оболочки. Очень возможно, что эти сферическо- или эллипсоидальновидные микроструктуры могут быть очень древними микрофоссилиями, но нельзя это считать доказанным до получения результатов ультрамикрoхимических анализов. Брукс, Муир и Шоу (Brooks et al., 1973) на основании результатов сканирующей электронной микроскопии считали эти структуры микрофоссилиями. Шопф на основании отношений размера и размещения сделал вывод, что они не являются остатками организмов. По-видимому, пока нельзя заявлять с уверенностью, что жизнь развивалась 3,4-3,0 млрд. лет назад. Тем не менее надо иметь в виду, что возраст строматолита Булавайя, который был построен микроорганизмами, недавно определен как более 3,0 млрд. лет (Vail, Dodson, 1969; Bond et al., 1973).

Система Трансвааль, мощность которой 8900 м, а возраст 1900 лет в верхней части и 2300 млн. лет у основания, содержит по крайней мере 9 строматолитовых горизонтов (Button, 1971, 1973). Строматолиты являются слоистыми карбонатными или кремнеземистыми осадочными породами, которые строятся главным образом волокнистыми организмами, образующими покровы и либо выделяющими, либо улавливающими из воды породообразующие минералы. Эти микроорганизмы обыкновенно являются синезелеными водорослями или, более редко, волокнистыми бактериями и кокколитоподобными синезелеными водорослями, живущими в покровах. Для понимания условий их образования важно исследование современных строматолитов в приливно-отливных областях (Geblein, 1969). Эти структуры формируются при налипании приносимых детритовых частиц на оболочки синезеленых водорослей. Этот процесс завершается формированием выпуклых вверх слоев. Каждый из этих слоев состоит из богатого осадками слоя (~ 1 мм толщины и сформирован дном)

и богатого водорослями слоя ($\sim 0,1$ мм толщины и сформирован ночью). Одна полная пачка (один осадочный и один водорослевый слой) формируется в сутки. Структуру новообразованного строматолита поддерживают большие количества органического растительного клея, выделенного водорослевыми клетками, и структурные детали определяются условиями среды, например скоростью течения. Накопление карбоната и фотосинтез оказываются тесно связанными при формировании строматолитов (Monti, 1965). Показано (Doemel, Brock, 1975), что в горячих источниках дневное переселение подвижных волокнистых бактерий в сочетании с неподвижностью одноклеточных синезеленых водорослей приводит к формированию слоистых пачек. Обнаружено (Bauld, Brock, 1974), что в водорослево-бактериальных покровах, находящихся в вытекающих щелочных горячих источниках ($50-73^{\circ}\text{C}$), синезеленые водоросли выделяют при фотосинтезе органические соединения, которые могут быть затем ассимилированы бактериями. Толстые покровы в щелочных горячих источниках содержат тонкий поверхностный слой водорослевого вещества, под которым залегают бактерии, лишенные фотосинтетической способности (Brock, 1969). Волокнистые синезеленые водоросли или волокнистые бактерии являются инициаторами формирования покровов. Синезеленые водоросли выделяют кислород, а бактерии не выделяют. Строматолиты могут формироваться из таких покровов в приливно-отливных областях, на несколько больших глубинах или в районе горячих источников. Строматолиты обнаруживают слоистые, выпуклые кверху структуры, которые состоят из перемежающихся слоев пород различного состава. Исследователи в СССР (например, Крылов, Лужнов и Шаповалова, 1968) проложили путь к таксономическому подразделению и распределению докембрийских строматолитов. Были выделены структурные типы строматолитов (Logan et al., 1964) и разные по составу прослойки, представляющие собой суточные циклы биологической деятельности; они даже использовались при попытках подсчитать приблизительно длину солнечных дней и месяцев в докембрии (Panella, 1972^{1,2}; Turcotte et al., 1974). Приблизительно 2,3 млрд. лет назад строматолиты являлись редкими в геологической летописи. Примерно в это время началось широкое распространение строматолитов, которое продолжалось в течение всего докембрия, а затем уменьшилось, предположительно из-за появления хищников в палеозойской, мезозойской и кайнозойской эрах.

Выше была отмечена сложность химических составов твердого органического вещества, найденного в известково-доломитовом строматолите системы Трансвааль. Надо добавить, что этот,

а также другие строматолиты здесь содержат первое известное для геологической истории доказательство разнообразия клеток. Волокнистые синезеленые водоросли, очень похожие на современный род *Raphidiopsis*, обнаруживают акинетоподобные клеточные структуры. Эти клетки в современных аналогах могут остаться в живых при довольно тяжелых условиях, и их роль — помогать выживанию вида. Эту новую форму Наги назвал *Petraperha virescenticula*. Другие волокнистые формы в этих строматолитах содержат цистообразующие клетки, которые были интерпретированы как гетероцисты (MacGregor et al., 1974). Назначение этих клеток состоит в фиксации азота. Интересно, что высокоразрешающие масс-спектрометры (Zumberge et al., 1975) для обработанного озоном этого строматолитового органического вещества обнаруживают обилие азотсодержащих органических ионов. Например, установлены следующие азотсодержащие органические ионы: $C_4H_{10}NO$, C_6H_5N , $C_{22}H_{25}N_2$, $C_{26}H_{38}NO_2$, $C_{27}H_{46}NO$ и т.д. Хотя не удастся определить первоначальные соединения, из которых эти органические ионы выделились, их наличие свидетельствует о том, что азот присутствовал, когда формировалось органическое вещество строматолита. Вероятно, 2,3 млрд. лет назад формы жизни (прокариоты) и связанная с ними биохимия достигли высокого развития и специализации (рис. 3).

Первые эукариотические организмы с клеточными ядрами, характеризующие единый крупный этап в биологической эволюции, появились приблизительно 1300 млн. лет назад (Cloud et al., 1969; Gutstadt, Shopf, 1969; Licari, 1974). Изучение строматолитов с возрастом 1600 млн. лет из северо-западного Квинсленда, Австралия (Licari, Cloud, 1972), не обнаружило никаких остатков эукариотических организмов. Это позволило сделать вывод о том, что эукариоты, вероятно, эволюционировали позднее 1600 млн. лет назад, но до 1300 млн. лет назад. В кремнистых сланцах формации Биттер Спрингс (Северная Австралия) с возрастом 900 млн. лет выявлено несколько видов синезеленых водорослей, а также несколько разновидностей эукариот (Shopf, Blacic, 1971). Эукариоты выявлены также в позднем докембрии Южной Австралии (Fairchild, 1973). Микрофлора Биттер Спрингс была в последние годы признана микробиологической ассоциацией, содержащей первое ясное доказательство двух основных эукариотических клеточных процессов — митоза и мейоза. Эукариотическое размножение кажется необходимым предшественником появления эволюции метазоа в начале палеозойской эры. Таким обра-

зем, развитие и размножение клеток с клеточными ядрами эукариотического типа в позднем докембрии привели к быстрому росту разнообразия организмов и к появлению макроскопической жизни в начале палеозойской эры. Соколов (Sokolov, 1972) на основании исследований, проводимых им в течение 20 лет, пришел к выводу, что в нижнем венде СССР присутствуют остатки бесскелетной, беспозвоночной фауны. Венд должен считаться самым молодым стратиграфическим подразделением позднего докембрия с возрастом от 670 до 570 млн. лет.

ВЫВОДЫ

Докембрийская эра занимает семь восьмых истории Земли. Ряд главных событий, которые сформировали историю Земли, произошли за этот очень долгий период времени. С органохимической и биологической точек зрения следующая последовательность событий кажется важной: небιологическая, органохимическая эволюция, которая должна предшествовать биологической эволюции, вероятно протекала ранее чем 3800–3700 млн. лет назад. Формы эволюции усложнились 2300 млн. лет назад, а эукариотические организмы, имеющие клеточные ядра, которые были необходимыми предшественниками организмов начала палеозойской эры, развились приблизительно 1,3 млрд. лет назад.

Специальные исследования, которые выявляют химическую, биологическую и метаморфическую среды прошлого, не обнаружили никаких реликтов сложных биогенных соединений в породе осадочного происхождения, имеющей возраст 3760 ± 70 млн. лет. Первые признаки таких биогенных соединений появились приблизительно 2300 млн. лет назад. Выводы по органической геохимии не были основаны на изучении экстрагируемого в растворителе органического вещества. Многие геохимики считают, что такие органические соединения имеют сомнительную хронологическую значимость потому, что эти вещества, возможно, были введены в докембрийские породы намного позже просачивающимися водными растворами. Хотя некоторые стороны природы и эволюции докембрийских органических веществ, по-видимому, удастся выявить на основании различных исследований, человек находится, в лучшем случае, у самого начала понимания органических процессов, которые произошли во время первых 87% истории Земли.

REFERENCES

- A b e l s o n P.H., H a r e P.E., 1968. Recent origin of amino acids in the Gunflint chert. - "Spec. Pap. Geol. Soc. Am.", 121, 2.
- B a n d u r s k i E.L., M o d z e l e s k i V.E., N a g y B., 1975. In preparation.
- B a r g h o o r n E.S., S c h o p f J.W., 1966. Microorganisms three billion years old from the Precambrian of South Africa. - "Science", 152, 758-763.
- B a r g h o o r n E.S., T y l e r S.A., 1965. Microorganisms from the Gunflint Cherts. - "Science", 147, 563-577.
- B a u l d J., B r o c k T.D., 1974. Algal excretion and bacterial assimilation in hot spring algal mats. - "J. Phycol.", 10, 101-106.
- B i t z M.C., N a g y B., 1967. Analysis of bituminous coal by a combined method of ozonolysis, gas chromatography and mass spectrometry. - "Anal. Chem.", 39, 1310-1313.
- B o n d G., W i l s o n J.F., W i n n a l l N.J., 1973. Age of the Huntsman limestone (Bulawayan) stromatolite. - "Nature", 244, 275-276.
- B r o c k T.D., 1969. Vertical zonation in hot spring algal mats. - "Phycologia", 8, 201-205.
- B r o o k s J., M u i r M.D., S h a w G., 1973. Chemistry and morphology of Precambrian microorganisms. - "Nature", 244, 215-217.
- B u t t o n A., 1971. Early Proterozoic algal stromatolites of the Pretoria Group, Transvaal Sequence. - "Trans. Geol. Soc. South Africa", 74, 201-210.
- B u t t o n A., 1973. Algal stromatolites of the early Proterozoic Wolkberg Group, Transvaal Sequence. - "J. Sed. Petrol.", 43, 160-167.
- C a l v i n M., 1961. The chemistry of life, 3. How life originated on earth and in the world beyond. - "Chem. Eng. News", 39 (21), 96-104.
- C l o u d P.E. Jr., L i c a r i G.R., W r i g h t L.A., T r o x e l B.W., 1969. Proterozoic eukaryotes from eastern California. - "Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A.", 62, 623-630.
- D o e m e l W.N., B r o c k T.D., 1974. Bacterial stromatolites: origin of lamination. - "Science", 184, 1083-1085.
- E n g e l A.E.J., N a g y B., N a g y L.A., E n g e l C.G., K r e m p G.O.W., D r e w C.M., 1968. Alga-like forms in the

- Onverwacht Series, South Africa: Oldest recognized life like forms on earth. - "Science", 161, 1005-1008.
- Fox S.W., 1968. How did life begin? - "Sci. Technol.", p. 51-61.
- Gebelin C.D., 1969. Distribution, morphology and accretion rate of Recent subtidal algal stromatolites, Bermuda. - "J. Sed. Petrol.", 39, 49-69.
- Gutstadt A.M., Schopf J.W., 1969. Possible algal microfossils from the Late Pre-Cambrian of California. - "Nature", 223, 165-167.
- Haldane J.B.S., 1933. Science and Human Life. N.Y., Harper, New York.
- Hoering T.C., Abelson P.H., 1965. Organic geochemistry and the record of ancient life. In: 132nd Meeting AAAS, Berkeley, California.
- Крылов И.Н., Нужинов С.В., Шаповалова И.Г., 1968. О строматолитовых комплексах среднего рифея. - "Докл.АН СССР", т.181, 426-429.
- Licari G.R., 1974. Paleontology and Paleocology of the Proterozoic Beck Spring Dolomite in eastern California. In press.
- Licari G.R., Cloud P.E.Jr., 1972. Prokaryotic algae associated with Australian Proterozoic stromatolites. - "Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A.", 69, 2500-2504.
- Logan B.W., Rezak R.N., Ginsburg J., 1964. Classification and environmental significance of algal stromatolites. - "J. Geol.", 72, 68-83.
- Lugay J., 1962. Transformation of asphaltenes through oxidation and thermal mechanisms. Ph.D. dissertation, Fordham University, New York, N.Y.
- MacGregor J.M., Truswell J.S., Eriksson K.A., 1974. Filamentous algae from the 2300 m.y. old Transvaal dolomite. - "Nature", 247, 538-539.
- Margulis L., 1970. Origin of Eukaryotic Cells. Yale Univ. Press.
- McKirdy D.M., 1974. Organic geochemistry in Precambrian Research. - "Precambrian Res.", 1, 75-138.
- Miller S.L., 1953. A production of amino acids under possible primitive earth conditions. - "Science", 117, 528-529.
- Miller S.L., Urey H.C., 1959. Organic compound synthesis on the primitive earth. - "Science", 130, 245-251.
- Monty C.L.V., 1965. Geological and environmental significance of Cyanophyta. Ph.D. thesis, Princeton University.

- Moorbath S., O'Nions R.K., Pankhurst R.J., 1973. Early Archean age for the Isua iron formation. West Greenland. - "Nature", 245, 138-139.
- Nagy B., 1970¹. Apollo 11 sample analysis: the carbon compounds. - "Geotimes", 15(4), 18-20.
- Nagy B., 1970². Porosity and permeability of the early Precambrian Onverwacht chert: Origin of the hydrocarbon content. - "Geochim. Cosmochim. Acta", 34, 525-527.
- Nagy B., 1975. Carbonaceous meteorites. In: Developments in solar system-and space science 1. Amsterdam, Elsevier Scientific Publishing Company.
- Nagy B., Nagy L.A., 1968. Investigations of the early Precambrian Onverwacht sedimentary rocks of South Africa. In: Int. Meeting Org. Geochem., Amsterdam.
- Nagy B., Nagy L.A., 1969. Early Precambrian Onverwacht microstructures: Possibly the oldest fossils on earth? - "Nature", 223, 1226-1229.
- Nagy B., Urey H.C., 1969. Organic geochemical investigations in relation to the analyses of returned lunar rock samples. - "Life Sci. Space Res.", 7, 31-46.
- Nagy B., Mohammed M.A.J., Modzeleski V.E., 1972. An evaluation of pyrolytic techniques with regard to Apollo 11, 12 and 14 lunar sample analyses. - "Space Life Sci.", 3, 323-329.
- Nagy B., Zumberge J.E., Nagy L.A., 1975. Abiotic, graphitic microstructures in micaceous metaquartzite about 3760 million years old from Southwestern Greenland: Implications for early Precambrian microfossils. - "Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A.", 72, 1206-1209.
- Nagy L.A., 1971. Ellipsoidal microstructures of a narrow size range in the oldest known sediments on earth. - "Grana", 11, 91-94.
- Nagy L.A., 1974. Transvaal stromatolite: first evidence for the diversification of cells about 2.2×10^9 years ago. - "Science", 183, 514-516.
- Опарин А.И., 1924. Происхождение жизни. М., "Московский рабочий".
- Опарин А.И., 1965. The pathways of the primary development of metabolism and artificial modeling of this development in coacervate drops. In: S.W.Fox (Editor), The Origins of Prebiological Systems and of Their Molecular Matrices. Acad. Press, New York, N.Y., p. 331-341.
- Опарин А.И., 1973. A hypothetical schema for evolution of pro-bionts. In: 4th Int. Conf. on The Origin of Life, Barcelona.

- O r g e l L.E., L o h r m a n n R., 1974. Prebiotic chemistry and nucleic acid replication. - "Acc. Chem. Res.", 7, 368-377.
- O r ó J., 1960. Synthesis of adenine from ammonium cyanide. - "Biochem. Biophys. Res. Commun.", 2, 407-412.
- P a n n e l l a G., 1972₁. Paleontological evidence on the Earth's rotational history since Early Precambrian. - "Astrophys. Sp. Sci.", 16, 212-237.
- P a n n e l l a G., 1972₂. Precambrian stromatolites as paleontological clocks. In: 24th Int. Geol. Cong. Montreal, Section 1.
- P a v l o v s k a y a T.E., P a s y n s k i i A.G., 1959. The original formation of amino acids under the action of ultraviolet rays and electric discharges. In: L.U.B. Symp. Ser., 1, 151-157.
- P a v l o v s k a y a T.E., T e l e g i n a T.A., 1973. Photochemical conversion of lower aldehydes in aqueous solutions and in fog. In: 4th Int. Conf. on the Origin of Life, Barcelona.
- P f l u g H.D., 1966. Structured organic remains from the Fig Tree Series of the Barberton Mountain Land. In: Econ. Geol. Res. Unit, University Witwatersrand, Johannesburg, Inform. Circ., 28, 1-14.
- P o n n a m p e r u m a C., G a b e l N.W., 1968. Current status of chemical studies on the origin of life. - "Space Life Sci.", 1, 64-96.
- P r e t i G., M u r p h y R.C., B i e m a n n K., 1971. The search for organic compounds in various Apollo 12 lunar samples by mass spectrometry. In: Lunar Science Conf., Houston, Texas, Abstracts.
- S a n c h e z R.A., F e r r i s J.P., O r g e l L.E., 1966₁. Conditions for purine synthesis: did prebiotic synthesis occur at low temperatures? - "Science", 153, 72-73.
- S a n c h e z R.A., F e r r i s J.P., O r g e l L.E., 1966₂. Cyanoacetylene in prebiotic synthesis. - "Science", 154, 784-785.
- S a n y a l S.K., K v e n v o l d e n K.A., M a r s d e n S.S.Jr., 1971. Permeabilities of Precambrian Onverwacht cherts and other low permeability rocks. - "Nature", 232, 325-327.
- S c h o p f J.W., 1970. Precambrian microorganisms and evolutionary events prior to the origin of vascular plants. - "Biol. Rev.", 45, 319-352.
- S c h o p f J.W., 1975. Precambrian paleobiology: problems and perspectives. - Ann. Rev. Earth Planet. Sci., 3, 213-250.
- S c h o p f J.W., B l a c i c J.M., 1971. New microorganisms from the Bitter Springs Formation (Late Precambrian) of the North-Central Amadeus Basin, Australia. - "J. Paleont.", 45, 925-960.

- Schopf J.W., Fairchild T.R., 1973. Late Precambrian microfossils: a new stromatolitic biota from Boorthanna, South Australia. - "Nature", 242, 537-538.
- Scott W.M., Modzeleski V.E., Nagy B., 1970. Pyrolysis of Early Precambrian Onverwacht organic matter ($> 3 \times 10^9$ yr. old). - "Nature", 225, 1129-1130.
- Sokolov B.S., 1972. The Vendian stage in earth history. In: 24th Int. Geol. Congr., Section 1, p. 78-84.
- Turcotte D.L., Nordmann J.C., Cisne J.L., 1974. Evolution of the Moon's orbit and the origin of life. - "Nature", 251, 124-125.
- Tyler S.T., Barghoorn E.S., 1954. Occurrence of structurally preserved plants in Precambrian rocks of the Canadian Shield. - "Science", 119, 606-608.
- Urey H.C., 1952. On the early chemical history of the earth and the origin of life. - "Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A.", 38, 351-363.
- Vail J.R., Dodson M.H., 1969. Geochronology of Rhodesia. - "Trans. Geol. Soc. South Africa", 72, 79-113.
- Zumberge J.E. 1973. Ozonolysis of kerogen in a Transvaal stromatolitic limestone. Masters thesis, The University of Arizona.
- Zumberge J.E., Nagy B., 1975. Alkyl substituted cyclic ethers in 2,300 Myr old Transvaal algal stromatolite. - "Nature", 255, 695-696.
- Zumberge J.E., Bandurski E.L., Nagy B., 1975. In press.

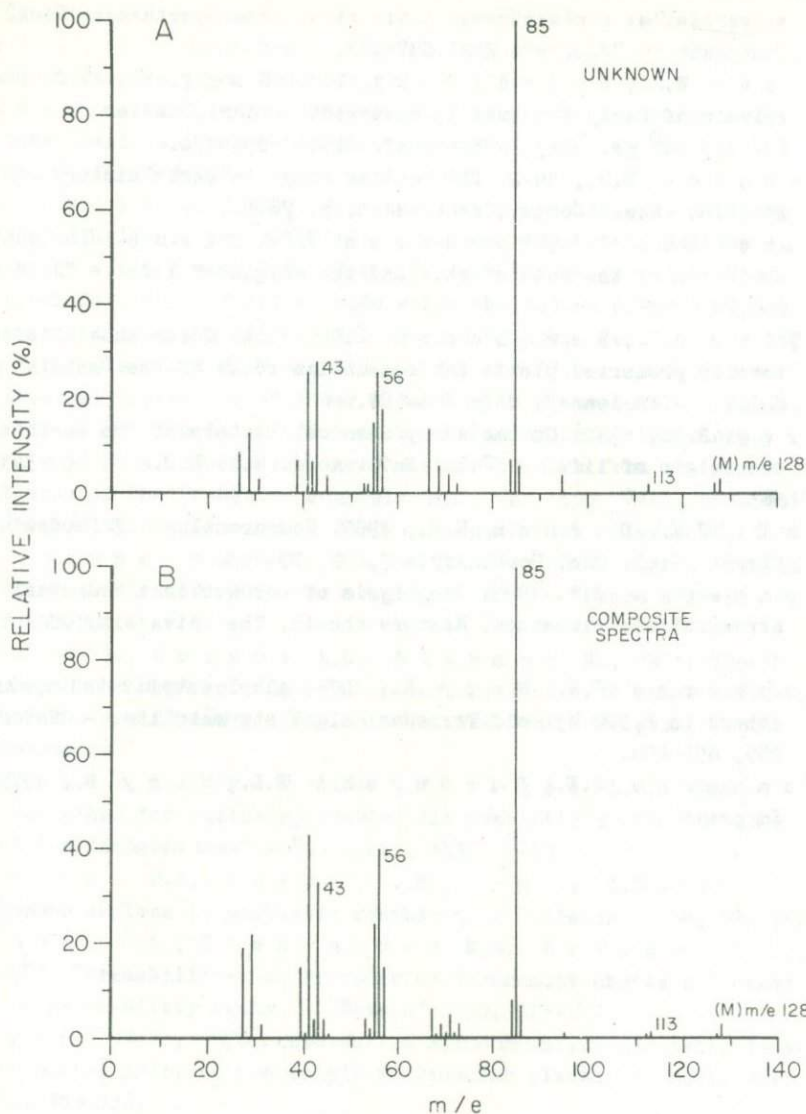


Fig. 1A. Mass spectrum of ozonized organic matter from a Transvaal stromatolite

Fig. 1B. Mass spectrum of a mixture of 75 percent 2-n-propyl-3-methyltetrahydrofuran and 25 percent of 2-n-propyltetrahydropyran

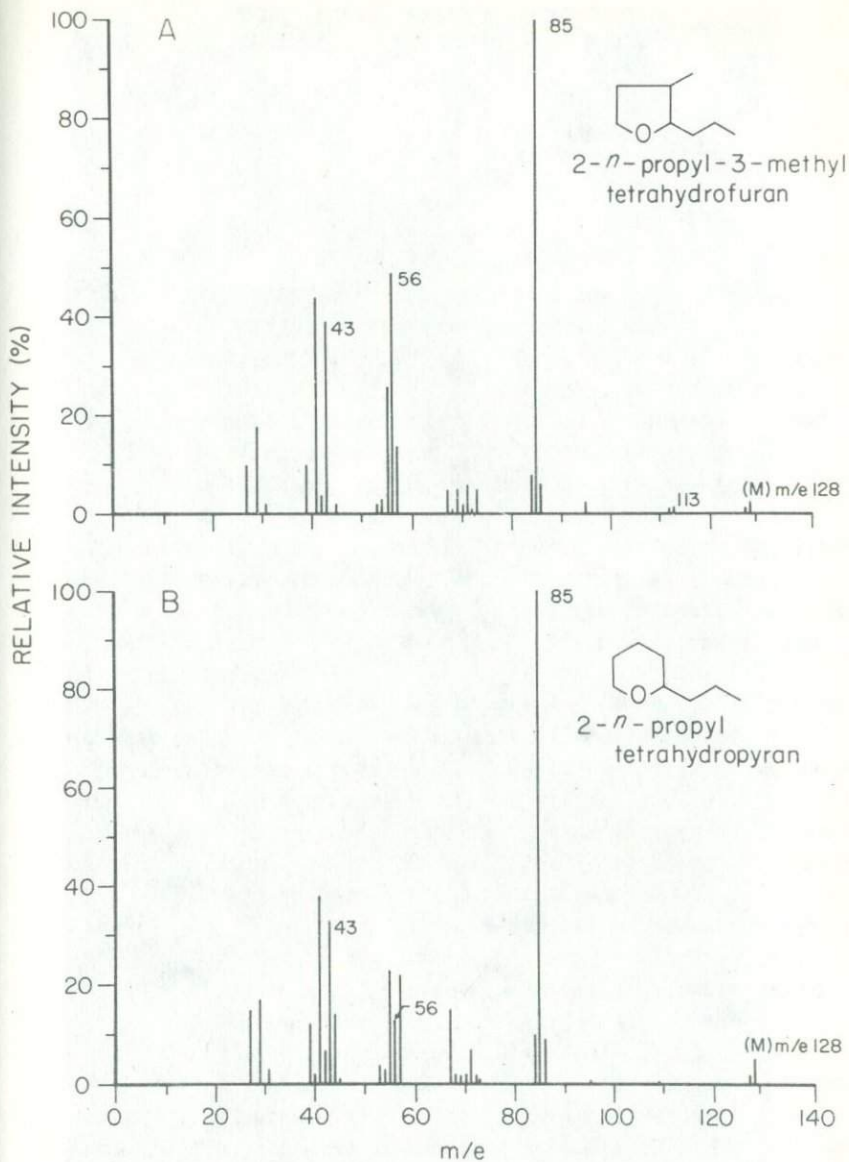


Fig. 2A. Mass spectrum of pure 2-*n*-propyl-3-methyltetrahydrofuran standard

Fig. 2B. Mass spectrum of pure 2-*n*-propyltetrahydropyran standard

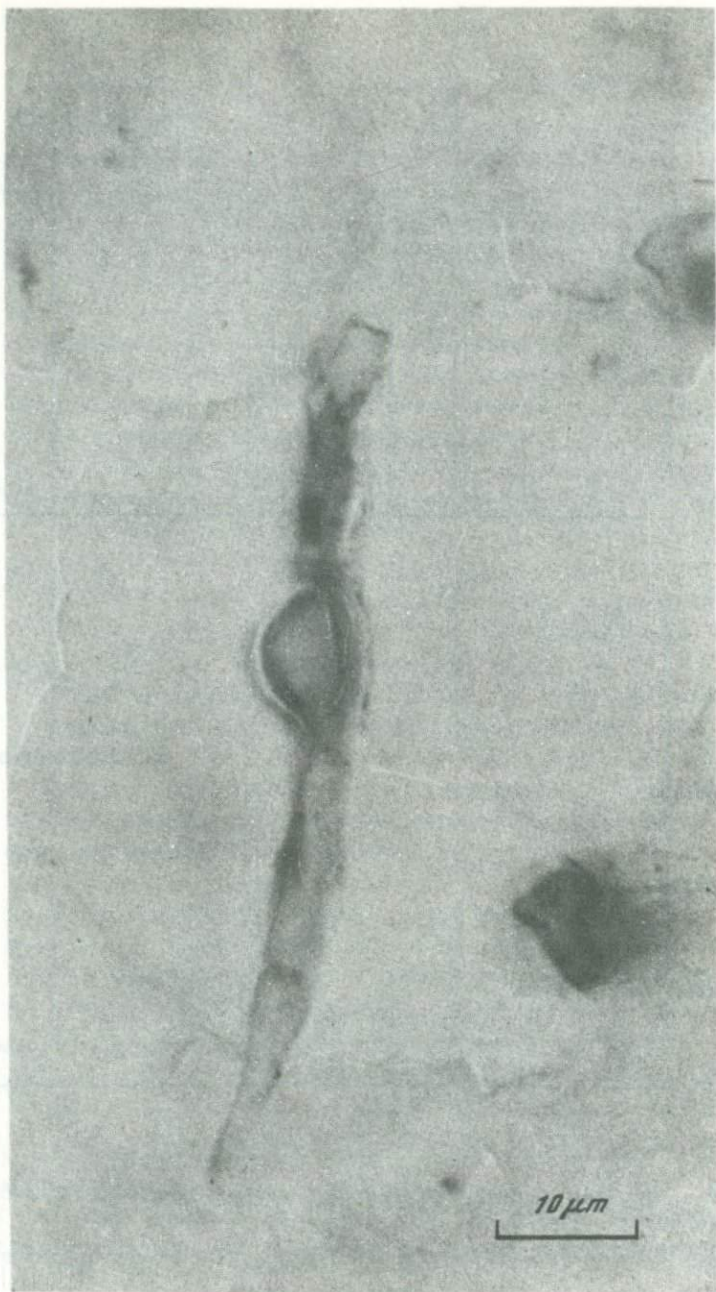


Fig. 3. *Petraphera vivescenticula*

М.Ф.Г л е с с н е р (Австралия)
ЭДИАКАРСКАЯ ФАУНА И ЕЕ МЕСТО В ЭВОЛЮЦИИ МЕТАЗОА

M.F.G l a e s s n e r (Australia)
THE EDIACARA FAUNA AND ITS PLACE IN THE EVOLUTION
OF THE METAZOA

При изучении эдиакарской фауны обычно возникают следующие вопросы. 1) Это одна фауна или фаунистический комплекс? 2) Представляет ли она период в эволюции Metazoa? 3) Имеются ли стратиграфические доказательства, указывающие на период времени ее развития, непосредственно предшествующий кембрию? 4) Имеются ли геохронологические доказательства, определяющие продолжительность периода развития "эдиакарской" фауны? Когда на эти вопросы можно будет дать исчерпывающие ответы, значение этой фауны изменится - от констатации разнообразия Metazoa и предположительных заключений о ее прикладном значении до точного определения времени развития. Кратко на перечисленные вопросы могут быть даны следующие ответы.

1) Фауна из кварцитов Паунд Эдиакары (и из многих других местонахождений, удаленных почти на 100 км от места, где впервые была обнаружена подобная фауна) является самым крупным, но не единственным, известным комплексом, так как в других районах содержится сходная фауна, имеющая несколько иные элементы строения; поэтому мы можем говорить о эдиакарском комплексе специфических бесскелетных Metazoa. 2) Она несомненно представляет определенный период развития фауны во времени, так как подобные организмы были обнаружены в различных отложениях, указывающих на многообразные условия существования фаунистического комплекса. 3) Повсеместно слои, содержащие фауну, располагаются стратиграфически ниже самых древних кембрийских отложений (эквивалентных томмотскому ярусу Сибири); эти группы никогда не встречались в сплошном разрезе, но часто эдиакарский комплекс был обнаружен ниже углового несогласия в основании фаунистически охарактеризованного нижнего кембрия; обычно комплекс залегает выше самых молодых докембрийских тиллитов. 4) Эдиакарская фауна, вероятно, существовала в течение почти 100 млн. лет, но

сведений еще недостаточно, чтобы можно было установить ее зональные ассоциации. Фауна характеризуется высокой степенью дифференциации строения кишечнополостных и большим разнообразием кольчатых червей. Имеются также очень примитивные трилобитоподобные членистоногие и ракообразные. Не ясно, были ли в эту эпоху лофофораты или иглокожие, но, судя по косвенным доказательствам, они существовали. На основе этих наблюдений мы можем сделать ряд выводов, касающихся предшествующих, большей частью неизученных, стадий эволюции биосферы. Эволюционное происхождение *Metazoa* из *Protozoa*, по-видимому, останется неизвестным, поскольку микроскопические организмы без прочных клеточных оболочек вряд ли могли превратиться в окаменелости. Ранняя дифференциация *Metazoa* также неизвестна. Надежда обнаружить следы окаменелостей и признаки передвижения организмов в осадках с возрастом 1000-700 млн. лет оказалась напрасной. Стадия эволюции, при которой животные могут заметно разрушать осадки, по-видимому, наступила в период последних 100 млн. лет докембрийского времени. Эти следы носят более разнообразный характер после начала кембрия. В это время сильно увеличилась способность *Metazoa* производить минерализованную ткань. Тщательное изучение условий окружающей среды во времена эдиакарской фауны указывает скорее на последовательный рост, нежели на неожиданный характер изменений. События конца докембрия напоминают события конца палеозоя и мезозоя. Первое возникновение множества различных видов минерализованных тканей в животных раннего докембрия остается необъясненным. Это представляет скорее интерес для палеонтологии, чем для истории жизни.

The term "Ediacara fauna" is used somewhat loosely for the very distinctive, abundant and varied assemblage of fossil animal remains found at Ediacara in South Australia. It is also used for less abundant and less varied but no less distinctive assemblages of fossils found in an ever increasing number of other localities on all continents except, so far, South America and Antarctica. The use of the word "fauna" for all these fossils collectively is correct only in a non-technical sense, such as in the terms "Cambrian fauna" or "Tertiary fauna", without very specific ecological or biostratigraphic connotations of interrelated and integrated animal populations, as implied for example in the term "Burgess Shale fauna". The justi-

fication for this loose usage lies in the rather obvious peculiarities of this assemblage which distinguish it from all others: It consists entirely of soft-bodied organisms and most of its elements do not occur anywhere in association with assemblages of shelly or skeleton-bearing fossils.

Two-thirds of the specimens in the Ediacara assemblage are coelenterates and most of them are medusoids; not less than one-quarter are annelid worms and 5% are arthropods (Table 1). It is an unusual assemblage which differs in composition and appearance considerably from the Early Cambrian (Tommotian) fauna which, in turn, is very different from the Ordovician and later faunas. From that period onward, the resemblance of fossil to living marine invertebrates grows rapidly, perhaps with some acceleration after the Permian and the Cretaceous. The strangeness of the Ediacara fauna is partly due to its composition which is unlike any other known association of marine life, and partly to the virtual absence in it of animals with hard shells or skeletons. This is now recognised as its most distinctive character. Mineralizations manifested as calcareous shells, bones, or other protective or supporting structures are absent from the fossils collected at Ediacara but mechanical strengthening of tissues by fibres or by chitinous substances was present. Although these substances have now disappeared, we presume their presence on morphological grounds, by comparison with living, related forms, and by observation of the mode of preservation of various members of the assemblage (Wade, 1968). When the Australian geologist R.C. Sprigg found the first fossils at Ediacara, he described them (1947) as an Early Cambrian fauna of jellyfishes. Ten years later, other kinds of fossils were found and identified. An Early Cambrian age was originally doubtfully assigned on a purely conventional basis and because the nearest known fossils were Lower Cambrian *Archaeocyatha*. We know now (Dalgarno, 1964; Daily, 1972; Wade, 1970) that one or two significant regional unconformities post-date the deposition of the Pound Sandstone. Up to 800 m of terrigenous sediments were deposited between the horizon of the Ediacara fossils which lies near the base of its upper member and the first carbonate deposits with *Archaeocyatha* in the Flinders Ranges. All subsequent discoveries of similar fossils elsewhere have supported the dating of this assemblage as Late Precambrian. In some instances this was confirmed and refined by isotopic geochronology.

The Ediacara assemblage is now known throughout the Flinders Ranges of South Australia (Fig. 1.2), i.e. through an area 100 x x 200 km in extent. Ediacara, on its western margin (Fig. 1.1),

T a b l e 1

Composition of the Ediacara Fauna of the Flinders Ranges

Major taxa	Approx. % of 1500 specimens counted	Genera	Species
COELENTERATA	67%		
"Medusae"		7	10
Hydrozoa Chondrophora		3	3
Conulata		1	1
Scyphozoa		2	2
"Petalonamae"			
(?Pennatulacea)		3	5
ANNELIDA POLYCHAETA	25%	3	7
ARTHROPODA	5%		
Trilobitomorpha			
(or Chelicerata)		1	1
Crustacea Branchiopoda		1	1
TRIBRACHIDIUM	3%	1	1
		22	31
TRACE FOSSILS (Form species)			8

remains the most abundantly fossiliferous locality. All fossils come from one stratigraphic horizon of varying thickness, up to a maximum of 112 m. This corresponds to a time interval when conditions of deposition of the Pound Sandstones were modified by a more quiet regime in a number of shallow-water belts or coastal lagoons. This permitted sedimentation of silt and clay lenses in which fossils could be deposited until either their bodies or moulds left by them could be covered by the next sand wave and so preserved. The resulting fossil assemblage represents a mixture of bio- and taphocenosis, which means that some organisms had lived where they were buried while others were brought in by waves and currents. Some were mobile or sessile benthonic organisms, some nectobenthonic, i.e. swimming above the bottom, some swam like medusae while others floated close to the surface. Phytoplankton must have been present as primary source of food. All the known animals were microphagous, either as active predators on unknown very small prey, or filter feeders, or feeding on plant growth or detritus. No organic matter remains in the thoroughly flushed, originally very porous sediment. There is no-

thing unusual in the environmental conditions and the Ediacara assemblage cannot be considered as unrepresentative of the marine life of that period. On the contrary, the twelve or more localities with Ediacaran faunas which have been found or described since the first discovery confirm its interpretation as proof of a new and previously unknown stage in the history of life.

Some of these localities are very poor in numbers of finds, e.g. two sandstones in central Australia (Fig. 1.3-4) which have yielded one specimen of a fossil coelenterate each (tentatively identified as Rangea), or another slightly younger horizon where two species of medusae occur. Other localities where finds are rare are in the Woodhouse Beds of Charnwood Forest in England (Fig. 1.6) where six frond-like and 14 disc-like impressions (Charnia and Charniodiscus Ford) were found, together with medusoids, all more or less closely resembling Ediacara fossils. In northern Sweden (Fig. 1.7) two medusoid specimens resembling Cyclomedusa (Strand, Kulling, 1972) were found in Late Precambrian strata. In a bore core from northern Russia (Fig. 1.9), some 750 km northeast of Moscow, B.M.Keller found a specimen genus Vendia (described in Rozanov et al., 1969) which resembles Praecambridium from Ediacara. A similar fossil was found recently by Keller and his colleagues (Keller et al., 1974) near Arkhangelsk (Fig. 1.13), together with Pteridinium and Dickinsonia, both of which also occur at Ediacara. Another Ediacara species, Cyclomedusa plana Glaessner & Wade, occurs together with other medusoids and trace fossils on the southwestern border of the Ukrainian massif, on the River Dnjestr (Fig. 1.8, Zaika-Novatsky et al., 1968; Paliy, 1969). In northern Siberia (Fig. 1.10) one specimen of a Charnia-like frond (Sokolov, 1973) was found in a sandy dolomitic formation. Near Lake Baikal (Fig. 1.11) there are, together with Cyclomedusa, occurrences of bag-shaped fossils (Baikalina sessilis Sokolov) which are not unlike those of Arumberia Glaessner & Walter (1975) from Australian and Namalia Germs (1972₁) from southwestern Africa. In this region (Fig. 1.5) large numbers of fossil specimens and taxa have been found (Germs 1972_{1,2}; 1973_{1,2}; Pflug, 1970-1973), including Pteridinium, medusoids and a sprigginid worm, which also occur at Ediacara, but also typical Rangea, many Ernie-tidae and the tubular shells of Cloudina which are not known from Australia. Finally, there are two as yet undescribed assemblages from North America (Fig. 1.14-15). One is in the Conception Group of eastern Newfoundland (Anderson, Misra, 1968; Misra, 1969), where some 40 fossiliferous horizons occur below tuffaceous layers in splintery shales. They contain apparently Charnia and also what I consider as floating colonial hydrozoans which are not known else-

where. The other locality was announced in recent newspaper reports from Durham, North Carolina, where large worms were found in shales. In all, there are now 14-15 known localities of Late Precambrian Metazoa.

Before discussing the stratigraphic positions and ages of these fossils, we have to examine the question of their significance as documents of a new, pre-Cambrian stage of metazoan evolution. Admitting the usual incompleteness of the fossil record, aggravated in this case by the problems of preservation of soft-bodied organisms, we find that the assemblages represent many different environments. They include sandy near-shore facies in Australia, a deeper-water facies with volcanogenic interbeds in England, Newfoundland and apparently the Appalachian Piedmont, argillaceous shallow-water sediments around the Baltic and Ukrainian Shields, sandy dolomites in northern Siberia, and massive sandstones, siltstones, mudstones and limestones (with worm tubes) in the Nama Group. It is clearly impossible to invoke unusual conditions in which an unrepresentative assemblage would have been preserved at each of these localities. The unusual mass occurrence in some of them of soft-bodied animals is explicable by the absence of macrophagous predators such as carnivorous gastropods, echinoderms or vertebrates at that time. It has now been widely accepted that the Ediacara fauna represents a previously unknown stage in the evolution of marine invertebrate animals. What is surprising is that its spread in time is no greater than the latest Precambrian, i.e. the last 100 million years of Precambrian time and probably even less.

An approximate analysis of the distribution in time of the presently known Late Precambrian fossil assemblages (Fig. 2) leads to the conclusion that with one or two possible exceptions they are likely to fall in the interval from approximately 630-640 m.y. to just before the beginning of the distinctively fossiliferous Cambrian (Cowie, Glaessner, 1975) which is, on the best available evidence, dated at about 570-580 m.y. This is an interval of some 65 m.y., equal to the length of the Tertiary Period. Within this interval, no zonal division can at the present time be based on faunal differences. This is due to the fact that some of the assemblages are still undescribed, that successions of different faunal assemblages in any one area are unknown or undescribed, that large numbers of taxa have limited geographic ranges, and that dating and correlations are still insufficiently precise. None of these obstacles to a biostratigraphic subdivision of the total range of Ediacaran assemblages is likely to be fundamental or permanent. Zoning will become practicable as soon as our knowledge reaches a

more advanced level. One occurrence, that of Charnia and Charniodiscus in England, may be significantly older, about 680 m.y. on K-Ar dating of associated volcanic rocks. Much uncertainty about decay constants, Ar-loss and geological relations remains. Semikhatov (1974, p. 60) has drawn attention to the fact that although the ages given for the occurrence of Charnia in England and of a very similar fossil (Charnia or Glaessnerina siberica Sokolov) in northern Siberia are almost identical, the constants used for their calculation were different ($\lambda_e = 0,584 \times 10^{-10}$ as against $0,557 \times 10^{-10}$). He re-calculated the age of the English rocks as 715 m.y. However, the constant used in England is now in general use, hence the age of the Siberian rocks (Khorbusuon Formation) has to be recalculated. This would give an age of about 640 m.y. The age of the Nama Group is still unknown. It is possible that its youngest members in which no Ediacara fossils have been found are of Lower Cambrian age, but there is no known reason why the older, fossiliferous formations should not be of the same age as other sediments containing Ediacaran fossils.

The Late Precambrian age of the Ediacaran faunas is now generally accepted. One further point has to be added to this dating. Wherever such faunas occur in suitable sedimentary sequences, they are found to be younger than the youngest well-defined pre-Palaeozoic tillites. This applies to South and central Australia, Newfoundland, northern Sweden, the Russian Platform and possibly southwest Africa. Stratigraphic sequences from tillites upward to fossiliferous Precambrian sediments or their equivalents are known. They vary in thickness from place to place, as might be expected. No inference is drawn here concerning strict synchronicity of the tillites or causal relations between glaciation and the appearance of the Ediacaran fauna. If there is a relation, it would seem to be a complex one, not a simple triggering of the differentiation of previously undifferentiated Metazoa by amelioration of the climate and by expansion of the living space through glacio-eustatic flooding of previously exposed shelves. The interactions of glaciations and palaeogeographic changes with the history of the marine fauna must have been far more complex and of much longer duration than the glacial episode which preceded the appearance of the Ediacaran faunas.

It is probable that animals, in the widest sense of this term, i.e. including Protozoa, came into existence as soon as the first eucaryote cells. Before the beginning of the Cambrian the evolution

of Metazoa had led to a remarkable differentiation at the coelenterate grade and reached the coelomate grade, with considerable diversity in annelid worms but with just the beginnings of diversification in arthropods, and with only doubtful traces of the existence of molluscs and other now flourishing phyla. The evolutionary path from the first amoeba or ciliate protozoan to the first coelomate animal may have been longer than that from the first coelomate to man. This is admittedly a subjective estimate. There are, however, good reasons why the long path of evolution from protozoans to coelenterates and flatworms is as yet undocumented. (After this paper was completed, the discovery of a Precambrian microscopic turbellarian flatworm was announced by Allison (1975). It is 0.45 mm long, known only in a thin section, and comes from the Tindir Group of eastern Alaska which is correlated with the Rapitan Formation in northwestern Canada; its age is less than 850 m.y. Regrettably, the available morphological data are hardly sufficient to support the author's far reaching evolutionary conclusions). The early Metazoa were so small that their chances of fossilization were minimal. They were excluded from possibilities of preservation provided for early plants by their resistant cell walls. The undetected and probably undetectable evolution from colonial cell grade to tissue grade could well have taken as much time as the entire Phanerozoic metazoan evolution. Between the attainment of tissue grade and the level of the Ediacaran fauna lie such evolutionary novelties as the acquisition of the mesoderm and the coelom which must have preceded the observed diversification levels of the Ediacaran annelids and other coelomates. These diversification processes could well be of Late Proterozoic (Late Riphean) age, i.e. later than 1000 m.y. ago (Glaessner, 1972). A gap of some 300 m.y. remains here but further discoveries could extend the time range of either the Ediacaran faunas or at least of trace fossils or clear evidence of bioturbation by burrowing worm-like metazoans from 700 m.y. back to 1000 m.y. As far as we know at present, the Ediacara fauna, this most distinctive assemblage of metazoan body fossils, is restricted to Latest Precambrian, Terminal Riphean, Vendian, or (according to Keller, 1973) Vendomian time. Whether for that reason this interval should be added to the Phanerozoic Eon is an open (but perhaps not very important) question.

The remaining real problem is the evolutionary step from the Ediacaran to the Cambrian level of evolution of the Metazoa. This step, not a sudden but a rapid one, was characterized by the rapidly increasing abundance of mineralized shells and skeletons, but not by their first appearance. The problem of speeding up of evolutionary

rates at certain times is still essentially unsolved. Biological changes occur rapidly at times of regressions, climatic changes and tectonic events. Whether any one of these, or even cosmic processes which have been speculatively invoked, could have caused a speeding up of evolution, separately or by interaction of multiple causes, is still unknown. All that can be said is that events at the beginning of the Palaeozoic Era are not unlike those at the beginning of the Mesozoic or the Cainozoic Eras. Detailed comparative geohistoric studies of these major boundaries may well lead to very significant advances in our understanding of markers in the geological time scale.

REFERENCES

- Allison C.W., 1975. Primitive fossil flatworm from Alaska: New evidence bearing on ancestry of the Metazoa. - "Geology", vol. 3 (11), p. 649-652.
- Anderson M.M., Misra S.B., 1968. Fossils found in the Pre-Cambrian Conception Group of south-eastern Newfoundland. - "Nature", vol. 220, p. 680-681.
- Cowie J.W., Glaessner M.F., 1975. The Precambrian-Cambrian boundary: A symposium. - "Earth-Sci. Rev.", vol. 11, p. 209-251.
- Dailly B., 1972. The base of the Cambrian and the first Cambrian faunas. - "Spec. Paper", N 1, p. 13-37, Univ. Adelaide Centre for Precambrian Res.
- Dalgarno C.R., 1964. Lower Cambrian stratigraphy of the Flinders Ranges. - "Trans. roy. Soc. S. Austral.", vol. 88, p. 129-144.
- Germis G.J.B., 1972₁. The stratigraphy and paleontology of the Lower Nama Group, South-West Africa. - "Precam. Res. Unit Bull.", 12, Univ. Cape Town Dept. Geol. Chamber of Mines.
- Germis G.J.B., 1972₂. New shelly fossils from the Nama Group, South-West Africa. - "Amer. J. Sci.", vol. 272, p. 752-761.
- Germis G.J.B., 1973₁. A reinterpretation of Rangea schneiderhoehni and the discovery of a related new fossil from the Nama Group, South-West Africa. - "Lethaia", vol. 6, p. 1-10.
- Germis G.J.B., 1973₂. Possible Sprigginiid worms and a new trace fossil from the Nama Group, South-West Africa. - "Geology", vol. 1, p. 69-70.
- Glaessner M.F., 1972. Precambrian palaeozoology. - "Spec. Paper", N 1. Univ. Adelaide Centre for Precam. Res.

- Glaessner M.F., Walter M.R., 1975. New Precambrian fossils from the Arumbera Sandstone, Northern Territory, Australia. - "Alcheringa", vol. 1, p. 11-28.
- Harland W.B., Herod K.N., 1975. Glaciations through time. - "Geol. J. (Liverpool, Special issue, 6, p. 189-215.
- Келлер Б.М., 1973. Венд, юдомий и терминальный рифей (вендомий). - "Изв. АН СССР, сер. геол.", № 1.
- Келлер Б.М., Меннер В.В., Степанов В.А., Чумаков Н.М., 1974. Новые находки Metazoa в вендомии Русской платформы. - "Изв. АН СССР, сер. геол.", № 12.
- Misra S.B., 1969. Late Precambrian (?) fossils from southeastern Newfoundland. - "Geol. Soc. Amer. Bull.", vol. 80, p. 2133-2140.
- Paluy V.M., 1969. On a new species of *Cyclomedusa* from the Vendian of Podolia. - "Paleont. Sbornik (Lvov Univ.)", vol. 1, N 6, p. 110-113.
- Pflug H.G., 1970-1973. Zur Fauna der Nama-Schichten in Südwest-Afrika, I-IV. - "Palaeontographica", Abt. A, vol. 134 (4-6), p. 153-262, pls. 20-23; vol. 135 (3-6), p. 198-231, pls. 33-35; vol. 139, p. 134-170, pls. 27-39; vol. 144 (4-6), p. 166-202, pls. 35-43.
- Розанов А.Ю. и др., 1969. Томмотский ярус и проблема границы нижнего кембрия. - Тр. ГИН АН СССР, т. 206. М., "Наука".
- Семихатов М.А., 1974. Стратиграфия и геохронология протерозоя. - Тр. ГИН АН СССР, т. 256. М., "Наука".
- Сokolov B.S., 1973. Vendian of Northern Eurasia. - "Amer. Assoc. Petroleum Geol.", Mem 19, p. 204-218.
- Sprigg R.C., 1947. Early Cambrian (?) jellyfishes from the Flinders Ranges, South Australia. - "Trans. roy. Soc. S.Austral.", vol. 71, p. 221-224.
- Strand T., Kulling O., 1972. The Scandinavian Caledonides. London-New York, Wiley-Interscience.
- Wade M., 1968. Preservation of soft-bodied animals in Precambrian sandstones at Ediacara, South Australia. - "Lethaia", vol. 1, p. 238-267.
- Wade M., 1970. The stratigraphic distribution of the Ediacara fauna in Australia. - "Trans. roy. Soc. S. Austral.", vol. 94, p. 87-104.
- Zaika-Novatskiy V.S., Velikanov V.A., Koval A.P., 1968. The first representative of the Ediacara fauna in the Vendian of the Russian Platform (Upper Precambrian). - "Paleont. Zhurnal", N 2, p. 132-134.

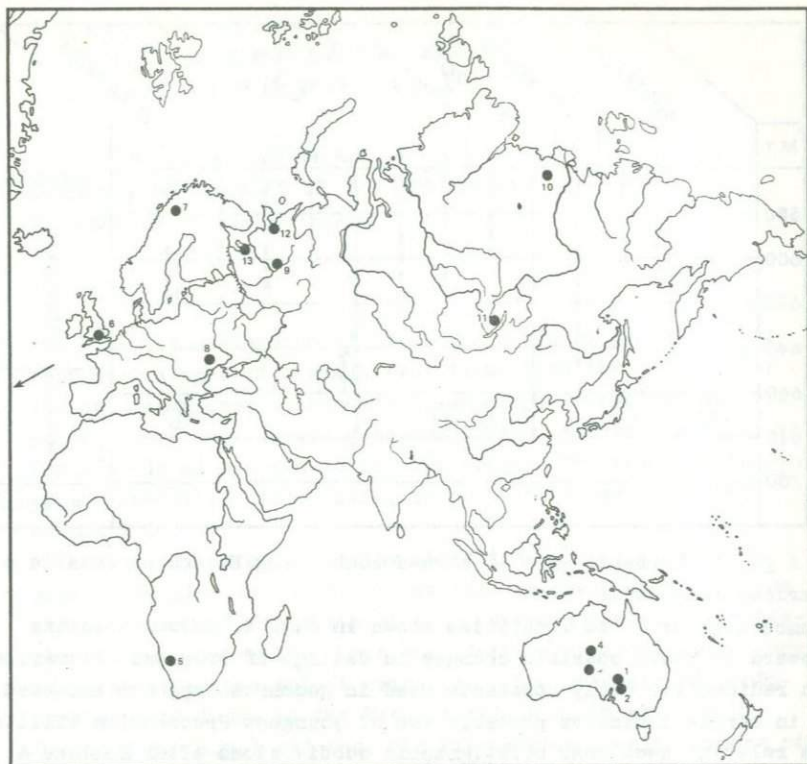


Fig. 1. Geographic distribution of localities of Ediacaran faunas

Numbers 1-15 explained in the text. The distance of North American localities (14, 15) from Europe in the Late Precambrian is not known and the probable direction to them is indicated by an arrow.

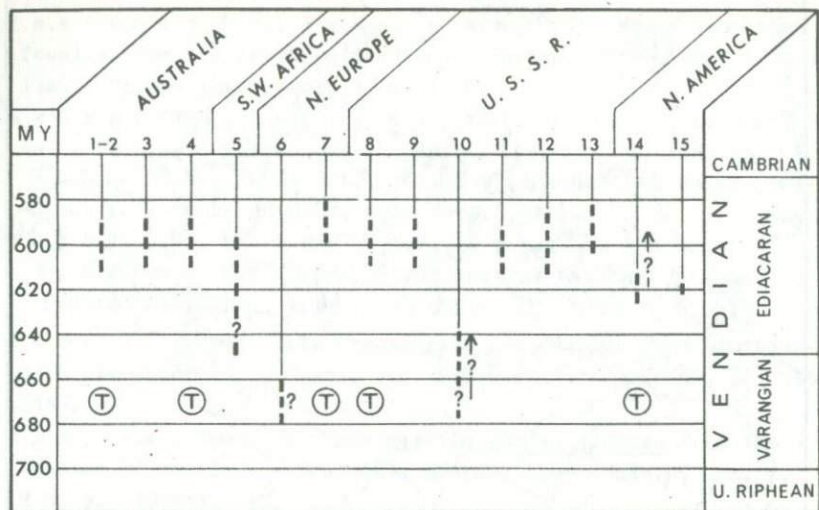


Fig. 2. Probable ages of strata containing Ediacaran fossils at various localities

Numbers refer to localities shown in Fig. 1. Arrows pointing upward indicate possible changes in datings if proposed alterations in radioactive decay constants used in geochronology are accepted. T in circle indicates probable age of youngest Precambrian tillites in relevant sections. Stratigraphic subdivisions after Harland & Herod, 1975

Б.С.С о к о л о в (СССР)
СТАПЫ РАЗВИТИЯ ДОКЕМБРИЙСКОЙ БИОСФЕРЫ
В СВЕТЕ ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ

B.S.S o k o l o v (USSR)
STAGES OF DEVELOPMENT OF THE PRECAMBRIAN BIOSPHERE
IN TERMS OF PALEONTOLOGICAL DATA

The historic succession of the Earth's biotas is thought to represent stages of organic evolution. From the Cambrian on it has been proved to be true by numerous investigations and perhaps more than anything helped in the past to visualize the Phanerozoic as opposed to the Precambrian Cryptozoic, the eon of the so-called hidden life, or to be more exact, hidden animal life.

However, as shown by investigations of the past 10-15 years, the life on the Earth has been existing at least from the beginning of formation of the sedimentary shell (stratisphere). Hypothetically, this was admitted previously, but now there is paleobiochemical evidence of the presence of photosynthesis products in the Earth's oldest sedimentary rocks (about 3,500 m.y.) and some old Precambrian specific rocks can be interpreted as biolites.

Up to now the jump "chemical" to biological evolution is still obscure, but the oldest manifestations of life cannot be explained otherwise but as products of vital activity of prokaryotic organisms (cyanophytes and bacteria). As is known, paleontologists have introduced a notion of some "species" of Archean prokaryotes. And though there is no certainty in the correctness of morphological interpretation of these "microfossils", the very fact of existence of biologically active producers in the deep Precambrian is beyond any doubts. The eon of existence of heterotrophic prokaryotes, ecologically associated with anaerobic environment, can be called the Crypto+phyte.

Much more definite is the paleontological evidence of life in the Apebian or Karelian, i.e. in the initial Proterozoic, though in this case too, the ending "zoic" is only a tribute to the tradition.

Most important for comprehension of the development of

Earth's biotas are biosedimentary structures of stromatolites and similar formations associated with the vital activity of prokaryotes fixing carbonates. Of particular interest are stromatolites about 2000 ± 100 m.y. old probably formed after the middle Aphebian glaciations. There are abundant findings of filamentous, spheroidal and morphologically more complicated forms of microorganisms preserved in silicified stromatolite structures. So far, the Gunphlint microbiota can be regarded as a type on this new ecological specialization of life. This may be the beginning of emission into atmosphere of biogenic oxygen, fixed, up to this epoch, by oxidizing reactions primarily in water environment, although it could not yet be accumulated as free O_2 in any significant amounts.

Quite a definite morphological differentiation of microorganisms in the Aphebian and its equivalents suggests the name of Eophanerophyte or Proterophyte for this eon, which lasted until thallophytes appeared. Yet the maximum differentiation of the Precambrian life and maximum impact upon the evolution of biosphere are associated with the late Precambrian (1600 ± 100 to 570 m.y.). Over the span of this billion of years corresponding, according to the USSR stratigraphy, to the three fold Riphean (R) and Vendian (V), the most important biological events took place. That was the time of an emergence of the first phytoplanktonic eukaryotic organisms (approx. at the boundary between R_1 and R_2) probable appearance of fungi (R_2), an exceptional flourish of cyanophytes (the main photolithoproducers) an appearance of aquatic Metaphyta with non-calcareous thallus (R_3 and mainly V), of rare traces of pre-Vendian benthonic animals (no reliable imprints of the organisms themselves have been as yet found), of abundant non-skeletal Metazoa (V) which left numerous imprints now found in the Precambrian all over the world.

Such a progress in evolution was undoubtedly associated with the progressive oxygenization of atmosphere due to the exceptional growth of aquatic vegetation and especially phytoplankton, and a sharp stimulation of bioenergetic processes due to transition of organisms to the oxygen breathing (about 1,000 m.y.). Two events were of fundamental importance: (1) the emergence of eukaryotes (possibly at the beginning of Riphean) which completely changed intercellular processes, the character of reproduction, and gave rise to the formation of multicellular organisms, and (2) the appearance of pelagic and

benthonic Metazoa of Ediacaran type (Vendian), which, over the span of 80 to 100 m.y., were giving rise to widely distributed skeleton-forming Phanerozoic organisms.

Vendian-Ediacaran fauna of non-skeletal organisms was widely spread after the Laplandian or Varanger glaciation. The fauna is undoubtedly more closely related to the Phanerozoic than to the Cryptozoic (to be exact, it is only the Riphean), though in terms of stratigraphic position it belongs to the latest Precambrian. This fact makes the Vendian just a specific subdivision in the stratigraphic succession and reduces the problem of the boundary between the Precambrian and Cambrian to that between the Vendian (and its equivalents outside the Soviet Union) and Cambrian.

В рамках симпозиума "Корреляция докембрия" проблема органического вещества и жизни в докембрии оказалась одной из центральных. Ее теснейшая связь с проблемой происхождения жизни бесспорна. Но нити этой связи — земной и космической — мы осознаем скорее интуитивно. Многие мы можем понять при экспериментальном моделировании возможных биохимических процессов, и вместе с тем, с точки зрения строгих фактов, мы все еще стоим у порога того великого эксперимента, который миллиарды лет назад поставила на Земле сама Природа.

Этот порог — древнейший уровень земной стратисферы, и лишь с него нам открывается необозримая панорама эволюции самой биосферы. Скачок от "химической эволюции" к эволюции биологической лежит за пределами этого порога; но оттуда нам еще не известны ни "хемофоссилии", ни "биофоссилии". Науки о жизни и о Земле сблизились сейчас у этого рубежа так, как никогда в прошлом.

Многие исследователи в полной мере осознают исключительную важность этого узла связей наук и те трудности, которые надо преодолеть, распутывая его. В некоторой мере представляю эти трудности и я, поскольку являюсь геологом и палеобиологом одновременно. Не будучи биохимиком, я не рискую затрагивать проблему самих истоков жизни. При всей привлекательности и самой очевидной связи с наиболее ранними страницами истории примитивной Земли эта проблема еще недостаточно сближена с палеонтологией докембрия. Фактические документы последней оставляют еще слишком большое место для гипотетических рассуждений о сложных вопросах "молекулярной палеонтологии".

По этой причине я предпочитаю говорить не столько о происхождении жизни, сколько о времени ее появления. Но и это немало, если мы в состоянии доказать, что реконструируемая динамика древнейшего осадочного процесса на Земле и активность древнейших биологических систем неразрешимо связаны.

Однако легко понять, что как бы ни уклонялись геологи, геохимики и палеонтологи от решения сокровенной проблемы происхождения жизни, они неизбежно должны принять кокую-то биохимическую концепцию возникновения живых систем и отчетливо представлять, каким гигантским был путь, который прошла "химическая эволюция", прежде чем возникли или заняли соответствующую экологическую нишу примитивнейшие, но способные к самовоспроизведению эубионты. Путь (а вероятнее всего — пути) к возникновению самых ранних *Prokaryota* был несомненно таким же долгим и тернистым, как и путь от этих последних (например, бактерий) до *Novo sapiens*.

Сфера моих научных интересов и исследований не преддстория жизни, а сама история развивающейся жизни Земли. В геологическом смысле это докембрий и фанерозой, начинающийся кембрийской системой. До недавнего времени именно фанерозой (охватывающий последние 570 млн. лет) был в центре внимания палеонтологии и вся дарвиновская эволюция фактически ограничивалась только им. Докембрийское биологическое прошлое планеты представлялось чрезвычайно туманным. Даже академик В. И. Вернадский, гениально усматривавший в биосферном процессе его космическую древность, с сомнением относился к возможности обнаружения в глубоком докембрии остатков организованных элементов жизни. Слишком беспощадным казалось влияние метаморфизма на первичные осадочные породы Земли, на заключенные в них остатки организмов и на продукты их жизнедеятельности.

Однако на протяжении последних 15–20 лет произошел крупнейший переворот в наших представлениях о истории и жизни дофанерозойской Земли. Я назову только главное.

1. Долгоживущие изотопы позволили создать радиометрическую шкалу времени, показавшую, что так называемый докембрий превышает фанерозой по крайней мере в 7 раз и что существуют методы выявления периодизации этого главного отрезка времени в истории формирования земной коры.

2. Была установлена тесная связь геологических процессов докембрия и фанерозоя, установлена во многих случаях непрерывная последовательность их в неметаморфизованных осадочных толщах.

Идея универсального предкембрийского перерыва для всех континентов оказалась несостоятельной.

3. Новые методы исследований (электронная и оптическая микроскопия, палеобиохимия, глубокое бурение в пределах древних осадочных плит и др.) наряду с традиционными методами привели к открытию остатков организмов различных уровней организации (*Prokaryota*, одноклеточные *Eukaryota*, бентосные *Metaphyta* с необыкновенно тонким слоевищем, бесскелетные *Metazoa*, беспозвоночные с первыми признаками цефализации и обособления ствола вторичноротых). Биогенные структуры и продукты жизнедеятельности организмов (особенно бактерий и синезеленых водорослей) были установлены на протяжении всего докембрия. С этими областями докембрийской палеонтологии тесно смыкается и тот раздел палеобиохимии, который М.Кэлвин назвал молекулярной палеонтологией, хотя это, как и изучение фитолитических структур, не отражающих клеточной и тканевой морфологии, скорее следует называть парапалеонтологией. Мы, таким образом, впервые подошли к созданию общего каркаса биохронологической шкалы докембрия.

4. Стали очевидны единство стратисферы Земли, как результат развития былых биосфер планеты, и ее специфичность в этом отношении среди других планет Солнечной системы. Уникальный характер земной стратисферы заставляет видеть в ней важнейший источник зарегистрированной информации о земных и космических событиях на протяжении почти 4,5 млрд. лет, что немногим меньше половины периода существования Галактики.

В последние годы сделано несколько очень важных попыток синтезировать накопленные данные по геологии докембрия, его жизни, по геохимии древней атмосферы и океана, попыток создания модели примитивной Земли и хода развития ее жизни.

Историческую последовательность биот Земли мы воспринимаем как периодичность (этапность) органической эволюции. Начиная с кембрия она была подтверждена тысячами исследований и, быть может, более всего способствовала в прошлом противопоставлению фанерозоя докембрийскому криптозою-эону, так называемой скрытой жизни или, что этимологически точнее, скрытой животной жизни.

Однако если рассматривать историко-биологический процесс в целом, то сделанные открытия в области палеонтологии докембрия позволяют обнаружить вполне четкую этапность в фанерозойской и докембрийской истории Земли. Но для докембрия устанавливается

специфика, которая заключается: 1) в огромной растянутости биологических мегахронов докембрия; 2) в значительно более замедленном темпе общего ускорения эволюционного прогресса и смены планетарных экологических систем; 3) в более ярком проявлении влияния абиотических процессов (эпохи тектоно-магматической активизации; колебания в температурном режиме — оледенения; изменения в составе атмосферы и т.д.); 4) в общей монотонности эволюционного процесса, полностью пока пренебрегающей палеонтологической типизации стратиграфических границ внутри докембрия. Исключение составляет лишь одна граница — граница докембрия или, точнее, венда и кембрия, к определению которой может быть целиком применен фанерозойский принцип.

Можно представить, что в истории развития органического мира Земли на пути к его полной раннефанерозойской дифференциации (кембрий, ранний ордовик) кардинальными событиями были следующие.

1. Появление в земных условиях простейших эубионтных систем, уже способных к самовоспроизведению в условиях гетеротрофного питания и бескислородной атмосферы (вероятно, ранее 4,25 млрд. лет).

2. Возникновение фотосинтезирующих механизмов у прокариотических протобионтов (вероятно, независимо в уже параллельно развивающихся линиях эволюции бактерий и цианофитных водорослей), что открыло путь биогенного накопления кислорода, первоначально в гидросфере, более 3,0 млрд. лет назад.

Палеонтологи уже ввели в круг наших представлений о древнейшей жизни некоторые "виды" архейских прокариот. И хотя нет полной уверенности в справедливости морфологической интерпретации этих "микрофоссилий", сам факт существования биологически активных продуцентов в глубоком докембрии вряд ли подлежит сомнению. Об этом свидетельствует устанавливаемое палеобиохимическими исследованиями присутствие такого "растительного полимера", как спорополленин, в древнейших породах осадочной оболочки (стратисферы) Земли. И хотя бы частично как биолиты могут интерпретироваться некоторые специфические породы древнего докембрия (например, системы Свазиленд). Эон (биологический мегахрон) существования гетеротрофных прокариот, первоначально экологически связанных с анаэробной средой, до становления их фотосинтезирующих механизмов мог бы быть назван к р и п т о ф и т о м .

3. Появление свободного кислорода в атмосфере, немедленно связывавшегося окислительными реакциями, вероятно, после гляци-

альных эпох афебиа (среднего докембрия) в интервале 2,2-1,9 млрд. лет, и его дальнейшее общее увеличение, вероятно подготовившее возникновение древнейших эукариот (1,9-1,6 млрд. лет).

В стратиграфическом смысле это афебий или карелий, т.е. начальный протерозой, хотя и в данном случае окончание "эой" — лишь дань традиции. Выдающееся значение в понимании развития биот Земли начинают приобретать биоседиментарные образования фитолитов, связанные с жизнедеятельностью прокариот, фиксирующих карбонаты. Особенно интересны строматолиты с возрастом около $2,0 \pm 0,1$ млрд. лет. Во многих местах в них сделаны уже многочисленные находки нитчатых, сфероидальных и морфологически более сложных микроорганизмов, особенно хорошо сохранившиеся в силицифицированных структурах строматолитов. Ганфлинская микробиота Северной Америки пока может рассматриваться как тип этой новой экологической специализации жизни. Но, по всей вероятности, не меньшее значение будет иметь Ятулийская биота Карелии. Вполне определенная морфологическая и экологическая дифференциация прокариот афебиа и его аналогов дает основания называть этот биомегахрон э о ф а н е р о ф и т о м или протерофитом. Он, возможно, продолжался до появления слоевищных растений.

4. Появление достоверных эукариот (по представлениям некоторых исследователей, на основе симбиогенеза ранее сформированных простых живых систем), что значительно повысило роль биоэнергетических механизмов одноклеточных; возникновение их простой колониальности или агрегатности (1,6-1,35 млрд. лет).

5. Переход от ферментативного метаболизма (брожение) к кислородному дыханию — достижение "точки Пастера" (примерно 1% свободного O_2 от его уровня в современной атмосфере), что оказало революционизирующее влияние на ход эволюционного процесса и привело к возникновению митоза и мейоза; появление первых *Metaphyta* и пелагических и бентосных *Metazoa*, которые достоверно известны только по следам жизнедеятельности в позднем рифее (1,0-0,9 млрд. лет).

Стратиграфически это верхний докембрий, т.е. трехчленный рифей (R) и венд (V) СССР, примерно хеликий и хадриний Канады и верхний карпентарий и аделаидий Австралии. С миллиардом лет ($1,6 \pm 0,1$ млрд. лет — 570 млн. лет), охватывающим историю этих подразделений, связаны наиболее значительные биологические события: появление первых планктонных *Eukaryota* (около рубежа R_1 и R_2) и возникновение их агрегатности, ве-

рятое появление грибов (R_2), исключительный расцвет циано-
фитой-фитолитообразователей, что позволило впервые наметить
хронологическую последовательность в смене их специализированных
биот, появление водорослей с необыкновенным слоевищем (R_3 ,
но главным образом V), наконец, появление редких Metazoa (R_3)
по-видимому, еще с недостаточно уплотненными органическими обо-
лочками, которые не оставили морфологически различимых следов
тканей. Это в полном смысле — ихнофоссилии. Появление эукариот
с совершенно новым типом внутриклеточных процессов и размноже-
ния несомненно было важнейшим биологическим событием в рифее.

На основании редких следов жизнедеятельности Metazoa
в позднем рифее рифей в целом может быть отнесен к к р и п т о -
з о ю, но распространение этого названия на афебий и архей ли-
шено смысла: криптозой явно накладывается на фанерозой, так
как эволюция прокариотической клетки в направлении раститель-
ных Eukaryota вырисовывается как процесс, значительно
опережающий эволюцию в животном мире. Впрочем, парадокс заклю-
чается в том, что о морских докембрийских Metazoa мы знаем
значительно больше, чем о докембрийских Protozoa, и только
открытие древних Zoomastigina могло бы внести некоторую яс-
ность в действительную картину эволюции царств животных и расти-
тельных организмов.

6. Широкое завоевание вендскими многоклеточными животными и
растительными организмами морского дна и пелагиали, последовав-
шее в условиях трансгрессии после позднего докембрийского (лап-
ландского или варангерского) оледенения на рубеже рифей и венда;
резко доминирующее распространение бесскелетных Metazoa, пред-
ставленных, однако, почти всеми главными фанерозойскими типами
(период 675±25 - 570 млн. лет).

Быстрый эволюционный прогресс вендо-эдиакарских Metazoa в
"постиллитовую" эпоху был несомненно связан с дальнейшим усиле-
нием оксигенизации атмосферы благодаря исключительному расцве-
ту водной растительности и особенно фитопланктона в широко распр-
странившихся мелководных шельфовых морях. Нередко превосходно
сохранившиеся отпечатки и вторично минерализованные мягкие ткани
очень разнообразных пелагических и бентосных организмов обнару-
жены в настоящее время на всех континентах и приблизительно в
одной и той же стратиграфической позиции. Наибольшую известность
приобрели: 1) местонахождение в Эдиакаре (Южная Австралия), свя-
занное с узким стратиграфическим интервалом аделаидия и значитель-
но отдаленное от подошвы кембрия; 2) местонахождение в группе

Нама (Юго-Западная Африка), охватывающее большой стратиграфический интервал, но также обособленное от кембрия. Но теперь к этим местонахождениям добавляется целая серия новых, сделанных в Австралии, Северной Америке, Англии, Скандинавии и особенно в СССР (Русская и Сибирская платформы), где вендо-кембрийская последовательность отложений характеризуется непрерывностью, отсутствием метаморфизма и обилием остатков разнообразной фауны и флоры.

Фауна эдиакарского типа связана с разнофациальными отложениями, в ее составе играют незначительную роль формы с хитинизированными или минерализованными покровами (сабеллидитиды, хиолителминты, артикуляты, возможно, некоторые петалонамы), во многих случаях ее характеризует своеобразный гигантизм, она резко сокращается количественно перед началом кембрия (наиболее вероятно, под влиянием деятельности консументов). В систематическом отношении бесскелетные *Metazoa* главным образом представлены типами кишечнополостных, аннелид, артропод и некоторыми другими. Эволюционно она тяготеет к фанерозою, а не к криптозою в его любой трактовке.

7. Последнее событие — так называемый "полуляционный взрыв" морских скелетообразующих беспозвоночных — начало классического фанерозоя. Есть все основания полагать, что истинный эффект этого скачка имеет скорее биохимическую природу (минерализация протеиновых защитных оболочек), чем эволюционно-таксономическую.

Эффект внезапности появления и широкого распространения древнейшей скелетной фауны кембрия уже давно привлек к себе внимание исследователей самых различных направлений. Литература по этому вопросу хорошо известна. Однако до недавнего времени менее всего уделялось внимания непосредственным поискам следов и остатков докембрийских *Metazoa*. Но именно здесь был получен наиболее естественный и четкий ответ.

Строго говоря, на рубеже докембрия и кембрия не было каких-либо исключительных катаклизмов планетарного характера, они скорее предшествовали венду. Однако в СССР, как и во многих других странах, неметаморфизованные или слабо измененные осадочные толщи позднейшего докембрия совершенно искусственно, как "немые толщи", присоединялись к палеонтологически охарактеризованному нижнему кембрию (в СССР — к алданскому ярусу *v.l.*). Отделение их от кембрийской системы на основе палеозоологического контраста границы кембрия и венда послужило главным толчком

к поискам предшественников кембрийской жизни и, с одной стороны, привело к важным палеозоологическим и палеофитологическим открытиям, а с другой — позволило найти именно в венде наиболее четкое хронологическое положение разрозненных фаун эдиакарского типа разных континентов.

Венд, таким образом, становится совершенно специфическим подразделением в стратиграфической шкале докембрия, хотя его нижняя граница, как и все другие границы внутренних подразделений докембрия, не может быть строго установлена ни на палеонтологических, ни на радиоизотопных, ни на палеогеофизических данных. Эти границы должны пока иметь комплексное историко-геологическое обоснование, наиболее удовлетворяющее сложившимся требованиям международной корреляционной практики.

Т.Д.Ф о р д (Великобритания), У.Дж.Б р и д (США)
ПРИРОДА И РАСПРОСТРАНЕНИЕ ПОЗДНЕДОКЕМБРИЙСКОЙ
ИСКЛАДЕМОЙ ФОРМЫ CHUARIA

T.D.F o r d (Great Britain), W.J.B r e e d (U.S.A.)
THE NATURE AND DISTRIBUTION OF THE LATE
PRECAMBRIAN FOSSIL CHUARIA

Chuaria circularis из позднего докембрия Гранд-Каньона, США, рассматривалась Уолкоттом (Walcott, 1899) как примитивная брахиопода. Однако форма раздробленных сферoidalных раковин размером 2-5 мм в диаметре, стенки которых состоят из органического вещества, свидетельствует о том, что это был планктонный организм, родственник Leiosphaerid, который, скорее всего, относится к гигантским сфероморфным акритархам.

Chuaria circularis также была встречена в Западной Канаде. Chuaria wimani из Швеции и Fermoria из Индии и Ирана не обнаруживают диагностического отличия от C.circularis и должны быть отнесены к этому же виду.

Beltanelloides sorichevae, описанная Соколовым как возможная медузовидная форма, также относится к этому виду акритарх, а подобные формы из Франции и Австралии, скорее всего, относятся к тому же виду. Все отмечавшиеся находки Chuaria встречены в позднедокембрийских слоях, возраст которых составляет менее 1000 млн. лет; эта форма может рассматриваться как руководящая для данного времени. Она отражает короткую фазу эволюционного гигантизма планктонных водорослей, наблюдавшуюся непосредственно перед появлением метазоя (многоклеточных).

ABSTRACT

Chuaria circularis from the Late Precambrian of the Grand Canyon, USA, was regarded by Walcott (1899) as a primitive brachiopod, but the form of the crushed organic-walled spheroidal tests 2-5 m.m. in diameter indicates that it was a planktonic organism of Leiosphaerid affinites, best regarded as a giant sphaeromorphid acritarch. Chuaria circularis has also been found in Western Canada. Chuaria

wimani from Sweden and Fermoria from India and Iran show no diagnostic difference from C. circularis and should be referred to this species. Beltanelloides sorichevae Sokolov, once described as a possible medusoid, also belongs to this acritarch species, and unnamed material from France and Australia is almost certainly the same. All recorded occurrences of Chuararia are in Late Precambrian strata, generally 700-800 million years old: It may be regarded as a stratigraphic index fossil for this period. It also represents a brief phase of evolutionary gigantism among planktonic algae just before the appearance of the Metazoa, for which it may have been a stimulant food.

Seven specimens of a small disc-like fossil were found by Walcott during his pioneer work in the Grand Canyon of Arizona, U.S.A. during 1882-3. It was formally named Chuararia circularis by Walcott in 1899, and described as primitive brachiopod, and it is somewhat surprising that it was largely overlooked by subsequent writers. The exceptions include Wenz (1938) who assigned Chuararia to the Gastropoda, without giving clear reasons for so doing, Häntzschel (1962) who regarded Chuararia as inorganic and both Glaessner (1966) and Cloud (1968) who tentatively regarded it as algal in nature, without going into details. Rowell's review of supposed Precambrian brachiopods (1971) did not mention Chuararia.

Ford and Breed (1969) relocated Walcott's type locality and obtained many more specimens from a horizon high in the Awatubi Member in the Kwagunt Formation Chuar Group. This is some 10 m stratigraphically below a prominent ledge of pisolitic chert in the saddle on the east side of Nankoweap Butte in the eastern Grand Canyon. The stratigraphic details are in Ford and Breed (1972₁ and 1973₁) while the fossil itself has been discussed by the same authors (1972₂, 1973₂, 1974).

Chuararia circularis has the form of crushed spheroid, composed of organic matter, largely carbonized. Generally 2-3 mm diameter, specimens lie either alone or side by side in small clusters: none have been seen to lie on top of another, indicating their globular shape at the time of deposition (Fig. 1). Specimens extracted from the shale with acids are hollow with an apparent narrow margin caused by crushing, which has wrinkled the central area. No apertures have been seen and no ornament recognized. It is quite clearly not a brachiopod shell, nor is it a gastropod. Other tentative suggestions have included the possibilities that Chuararia might be a trilobite egg or a non-calcareous foraminiferan but no evidence to support such suggestions can be found.

The limited chemical evidence which can be obtained from the highly carbonized remains of Chuarina supports the morphological arguments that it is of algal origin (Eisenack, 1966; Ford, Breed, 1973; Niklas, Chaloner, 1975). Fossils from the Precambrian of southern Sweden help to answer the question - what is Chuarina? First described by Wiman (1894) these were named Chuarina wimani by Brotzen in 1941, and have been the subject of investigation by Eisenack (1951, 1966) and by Timofeev (1960, 1969, 1970). Vidal (1974) has investigated many hundreds of specimens of C. wimani and has come to the same conclusion as the present authors, that there is no distinction between C. wimani and C. circularis, and that the latter name has priority. Vidal has also supported the present authors in referring Timofeev's Kildinella magna (Timofeev, 1969, 1970) to Chuarina circularis and has added Trachysphaeridium vetterni (Timofeev, 1969) to the synonymy. Vidal has noted the occurrence of a variety of other microplankton fossils with Chuarina in the Visingsö Series, just as Downie (Ford, Breed, 1969) noted their presence in the Grand Canyon. Specimens referable to Chuarina range from a few microns in diameter up to several millimetres.

In describing medusoids from the Central Mt. Stuart Beds of the Central Australian Late Precambrian, Wade (1969, p. 356, pl. 69, 5-7) noted numerous minute unidentifiable organisms' in maroon sandstones with minor shales. Latex casts have been examined by the present authors and the impressions clearly show the concentric wrinkles characteristic of Chuarina, though they are somewhat larger, ranging between 5 and 8 mm. Hoffman (1971) compared them with the Canadian specimens of Chuarina.

A fossil comparable to Chuarina is Fermoria, first described from the late Precambrian of India and more recently from Iran.

Small carbonaceous disc-like fossils were found in the Suket Shales of the Vindhyan System of India by Jones (Holland, 1909, p. 66), who commented that they might be compared with either Obolella or C. circularis. Other suggestions (Pascoe, 1959, p. 498) were that they belonged to Acrothele, known to occur in the Cambrian of the Salt Ranges. However, Chapman (1935) assigned the specimens to two genera and four new species, Protobolella jonesi, Fermoria minima, F. granulosa, and F. capsella.

Sahni (1936) thought that there was insufficient evidence for the separation of these and placed them all in the synonymy of F. minima, though at the same time erecting a new generic name Vindhyanella for one of those specimens figures as Protobolella jonesi by Chap-

man (1935, pl. 2, fig. 1), though he admitted that the specimen was lost.

In 1954 Sahni and Shrivastava briefly described and named a single, larger, new fossil found with Fermoria as Krishnania acuminata. Their illustration (1954, fig. 4) is unconvincing regarding the filaments they claim to be attached, and the writer supports Glaessner (1962) in regarding it simply as a large Fermoria.

Misra and Dube (1952) recorded new material with Fermoria which they regarded as mostly inorganic pellets. Misra (1957) restated this, noting that some alleged Fermoria were chlorite aggregates in schists, and others were haematite spots in sandstones. Misra's plate 7, however, shows forms which could easily be badly preserved algal bodies like Chuarua.

Pascoe (1959, facing p. 498) figured specimens up to 4 mm diameter. He also commented that Fermoria left a white ash when incinerated and was therefore a plant, but at the same time he felt it possible that Fermoria could be an archaic form of brachiopod though with "no reliable features definitely attributable to this class".

Maithy (1968) noted the presence of vesicles 0.5 to 1 mm in diameter in the Kaimur Series (Vindhyan) of Pampapura, Madhya Pradesh, India. He referred them to Tasmanites sp. and his figures suggest that they have a similarity to Chuarua but the present authors would prefer not to comment without seeing the original material. The acritarchs accompanying these Tasmanites suggested to Maithy that these beds referred to the Vindhyan are really of Ordovician age, which makes the comparison to Chuarua less likely to be valid. A few specimens of Fermoria from the Geological Survey of India collections have been examined. They are from Neemuch, Madhya Pradesh (24°24' north 74°54' east), in the Vindhyan System. They occur either isolated or as small clusters of smooth carbonaceous discs on fissile olive-coloured shale. Taking these in conjunction with the various descriptions of other specimens, the writers have no doubt that Fermoria should be regarded as synonymous with Chuarua. In this they support Rowell (1971) who, in his review of supposed Precambrian brachiopods, discussed Fermoria at length saying that he could not regard it as a brachiopod and that it was probably algal. Rowell also noted that the generic name Fermoria was of doubtful validity according to the International Code of Zoological Nomenclature, owing to Chapman's failure to designate a type species.

Fermoria has also been found in Iran, apparently in large numbers at several localities. Assereto (1963, pp. 507-508, fig. 2) and Stocklin et al. (1964, p. 14, pl. 1, fig. 3-5) have recorded Fermoria

in the Chapoghlu Shales (late Precambrian) of Northern Iran. They figured specimens up to 3 mm diameter crowded together (Fig. 2).

A few specimens of Fermoria from Iran have been examined, and a number of unpublished photographs by R. Assereto of other specimens have been made available for comparison. Though mostly lacking in carbonaceous matter, the impressions in finegrained olive-grey shale are so close to Chuarria as to leave no doubt that here again, organisms identical to Chuarria were present. Whole surfaces of chips of shale are covered with impressions, and clusters of a least fifty are indicated. They are commonly 2-3 mm in diameter. There is little indication of overlap, but concentric wrinkles are frequent particularly near the margins.

Recent interpretations of Fermoria have either been non-committal or that it is algal. In the Treatise volume on Brachiopods (Williams et al., 1965, p. B864) Fermoria is noted only as a synonym of Protobolella, which in turn is listed among the generic names erroneously ascribed to Brachiopoda. Häntzschel (1962, p. W240) listed Fermoria amongst unrecognizable genera.

Glaessner (1966, p. 41) was non-committal and noted both Fermoria and Chuarria under the heading of 'other algae', thus supporting Howell in 1956, while Cloud (1968) also listed Fermoria as 'possibly algal but needs restudy'.

A further occurrence of what are probably Chuarria has been found in silty and argillaceous members of the Hazara Slate Formation near Bargali in Pakistan (Davies, Ahmad, 1973). In his paper he quoted Rowell as saying they were similar to Fermoria, but he doubted whether they were brachiopods and suggested they could be algae.

Small fossils were found many years ago in the late Precambrian Hector Formation of the Windemere Group in Banff National Park in Canada (Allan, 1913) though they were not named until Hofmann (1971) referred them to Chuarria. Both the present authors (Ford, Breed, 1973₂) and Gussow (1973) have studied these independently and have come to the conclusion that they were identical to Chuarria circularis from the Grand Canyon. Gussow also commented that he regarded Fermoria as identical to Chuarria.

Chuarria has also been found at many localities in the Redkino Series of the Vendian of Russia though named Beltanelloides sorichevae by Sokolov (1973) and then regarded by him as small medusoids. Subsequently, in correspondence, he has agreed that this was a mistaken identification and that the Siberian fossils are in fact of Chuarria type. Commonly 5 mm in diameter they range up to an exceptional 44 mm. The single specimen seen by the writers is 12 mm in diameter

and its features confirm the authors' previous opinion that it is a large Chuar.

In the Brioverian of Northern France Roblot (in 1964) described "sporomorphs" up to 0.25 mm in diameter and it seems very likely that these are small Chuar.

All the more recent writers have agreed that Chuar circularis and hence Fermoria is algal - Ford and Breed (1973₂) and Vidal (1974) are agreed that it is best regarded as a giant acritarch of the "Group Megaspheeromorphida" of Timofeev (1969).

All occurrences of Chuar, in the Chuar Group of the Grand Canyon, Arizona; in the Windermere Group of Canada; in the Vendian of Russia; the Brioverian of France; the Chapoghlu Shales of Iran; the Vindhyan of India and Pakistan, and the Central Mount Stuart Beds of Australia are in Late Precambrian rocks. They are all in rocks aged around 700-800 million years though accurate radiometric dating has proved difficult owing to the lack of suitable rocks. This places Chuar as a very late Riphean or early Vendian fossil and it may be regarded as an index fossil for this period if it should be found in other formations elsewhere. As such it is one of very few easily recognizable fossils which can be used for Precambrian correlation.

It seems likely that this period of Precambrian time was unique in being characterized by giant planktonic algae and it is here suggested that this could be an important stage in the evolution of life generally. The time of appearance of this giant phytoplanktonic phase of evolution is close to if not synchronous with the beginning of Metazoan evolution, and it may be that the extra supply of food provided by Chuar and similar organisms was a food stimulating the evolution of scavenging Metazoa in late Precambrian times.

REFERENCES

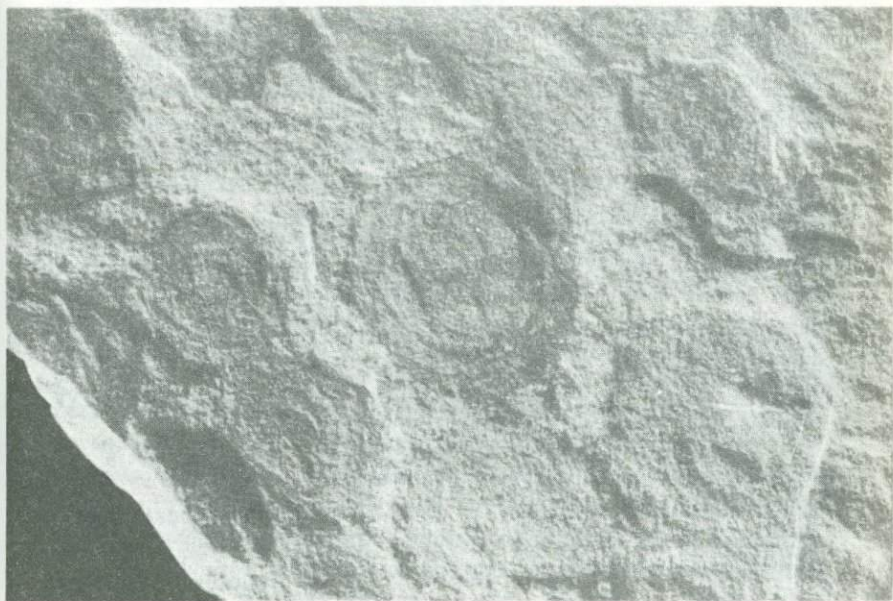
- Allan J.A., 1913. Rocky Mountains: Bankhead to Golden. In: Geol. Surv. Canada Guidebook, N 8. Transcontinental Excursion C1, Pt. 2.
- Assertó R., 1963. Palaeozoic Formations in Central Elburz Iran. - "Riv. Ital. Palaeont.", 69 (4).
- Brotozen F., 1941. Nagra bidrag till Visingsö formationes stratigrafi och tektonik. - "Geol. Forening. Stockholm Förh.", 63, 245-261.
- Chapman F., 1935. Primitive fossils, possible atrematous and neotrematous brachiopods, from the Vindhyan of India. In: Rec. Geol. Surv. India for, 1935-36, 69, 109-120.
- Cloud P.E., 1968. Pre-Metazoan evolution and the origins of

- the Metazoa. In: Evolution and Environment, ed. E.T.Drake, p. 1-72. New Haven and London, Yale Univ. Press.
- D a v i e s R.G., R i a z Ahmad, 1973. Fossils from the Hazara Slate Formation at Bargali, Hazara, West Pakistan. - "Geol. Bull. Panjab University", 3, 29-30.
- E i s e n a c k A., 1951. Über hystriochosphaerideen und andere Kleinformen aus Baltische Silur und Kambrium. - "Senckenbergiana", 32, 187-204.
- E i s e n a c k A., 1966. Über Chuarria whimani Brotzen. - "Neues Jhrbh. Geol. Palaont. Stuttgart, Abh.", 1, p. 52-56.
- F o r d T.D., B r e e d W.J., 1969. Preliminary Geologic Report of the Chuar Group, Grand Canyon, Arizona. In: Baars, D.L. (ed.), Four Corners Geol. Soc. Grand Canyon Guidebook, 114-122.
- F o r d T.D., B r e e d W.J., 1972₁. The Chuar Group of the Proterozoic, Grand Canyon, Arizona. In: Proc. 24th Internat. Geol. Cong., Montreal, Sect., 1, 3-10.
- F o r d T.D., B r e e d W.J., 1972₂. The problematical Precambrian fossil Chuarria. Ibid., 11-18.
- F o r d T.D., B r e e d W.J., 1973₁. The late Precambrian Chuar Group, Grand Canyon, Arizona. - "Bull. Geol. Soc. Amer.", 84, 1243-1260.
- F o r d T.D., B r e e d W.J., 1973₂. The problematical Precambrian fossil Chuarria. - "Palaeontology", 16, 535-550.
- F o r d T.D., B r e e d W.J., 1974. The Younger Precambrian fossils of the Grand Canyon. In: Geology of the Grand Canyon, edited by W.J.Breed and E.C.Roat., pp. 34-41. Museum of Northern Arizona, Flagstaff.
- G l a e s s n e r M.F., 1962. Precambrian fossils. - "Biol. Rev. (Cambridge Phil. Soc.)", 37, 467-494.
- G l a e s s n e r M.F., 1966. Precambrian palaeontology. - "Earth Science Reviews", 1, 29-50.
- G u s s o w W.C., 1973. Chuarria sp. C.cf.circularis Walcott from the Precambrian Hector Formation, Banff National Park, Alberta, Canada. - "Jour. Paleont.", 47, 1108-1112.
- H ä n t z s c h e l W., 1962. Trace fossils and problematica. Part W (Miscellanea). In: Treatise on Invertebrate Paleontology. Univ. Kansas.
- H o f m a n H.J., 1971. Precambrian fossils, pseudofossils and problematica in Canada. - "Geol. Surv. Canada Bull.", N 189.
- H o l l a n d T.H., 1909. General Report. - "Rec. Geol. Surv. India", 38, 66.
- M a i t h y P.K., 1968. On the occurrence of microremains from the Vindhyan Formations of India. - "Palaeobotanist.", 17, 48-51.

- M i s r a R.C., 1957. Fermoria, the enigma of Indian palaeontology. - "Jour. Pal. Soc. India", 2, 54-57, pls. 7-8.
- M i s r a R.C., D u b e S.N., 1952. A new collection and a restudy of the organic remains from the Suket Shales (Vindhyaans), Rampura, Madhya Barat. - "Sci. and Culture", 18, 46-48.
- N i k l a s K.J., C h a l o n e r W.G., 1975. Chemotaxonomy of some problematic Palaeozoic plants. - "Rev. Palaeobot. Palynol". In press.
- P a s c o e E.H., 1959. A manual of the Geology of India and Burma, vol. 2 (3rd ed.), Delhi.
- R o w e l l A.J., 1971. Supposed Precambrian brachiopods. - "Smithsonian Contrib. Palaeobiology", 3, 71-79.
- S a h n i M.R., 1936. Fermoria minima: a revised classification of the organic remains from the Vindhyaans of India. - "Rec. Geol. Surv. India", 69, 458-468.
- S a h n i M.R., S h r i v a s t a v a R.N., 1954. New Organic remains from the Vindhyan System and the probable systematic position of Fermoria Chapman. - "Current Sci.", 23, 39-41.
- S o k o l o v B.S., 1973. Vendian of Northern Eurasia. In: Antarctic Geology. ed. M.G.Pitcher, Amer. Assoc. Petrol. Geol., Mem., 19, 204-218.
- S t o c k l i n J., R u t t n e r A., N a b a v i M., 1964. New Data on the Lower Palaeozoic and Precambrian of North Iran. - "Geol. Surv. Iran Rep.", 1.
- T i m o f e e v B.V., 1960. Sur la caractéristique micropaléontologique de la Formation de Visingsö. - "Geol. Foren. Stockholm Förh.", 82 (1), 28-42.
- .Т и м о ф е е в Б.В., 1969. Сфероморфиды протерозоя. Л., "Наука".
- T i m o f e e v B.V., 1970. Sphaeromorphida géants dans le Précambrien avancé. - "Rev. Palaeobot. Palynol.", 10, 157-160.
- V i d a l G., 1974. Late Precambrian microfossils from the basal sandstone unit of the Visingsö beds, South Sweden. - "Geologia et Palaeontologia (Marburg)", 8, 1-14.
- W a d e M., 1969. Medusae from uppermost Precambrian or Cambrian Sandstones, Central Australia. - "Palaeontology", 12, 351-365.
- W a l c o t t C.D., 1899. Precambrian fossiliferous formations. - "Geol. Soc. Am. Bull.", 10, 199-244.
- W e n z e W., 1938. Gastropoda. In: Schindewolf's "Handbuch der Paläozoologie", Bd. 6, Teil 1, Berlin.
- W i l l i a m s A., et al., 1965. Brachiopoda. In: Moore R.C. (ed.) Treatise on Invert. Palaeont., Part H, Univ. Kansas.
- W i m a n C., 1894. Palaeontologische Notizen 1 und 2. - "Bull. Inst. Geol. Univ. Uppsala", 2, 109-117.



F i g. 1. Chuaria circularis Walcott from the Chuar Group, Grand Canyon, U.S.A. Average diameter 2 mm



F i g. 2. Chuaria circularis, formerly Fermoria, from the crapoghlu Shale, Iran

Н.Б.Вассоевич, Б.А.Соколов (СССР)
О НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ПЛАТФОРМЕННЫХ
ОБРАЗОВАНИЙ ДОКЕМБРИЯ

N.B.Vassoevich, B.A.Sokolov (USSR)
ON THE OIL AND GAS POSSIBILITIES OF PRECAMBRIAN
PLATFORM FORMATIONS

1. A certain progress in the study of Precambrian sedimentary series, which compose 5/6 of the volume of sedimentary formations of the continents was achieved in recent decades. The weakly dislocated and moderately catagenetically altered Precambrian rock series are widely distributed on all ancient (Prebaikalian) platforms.

2. These rock series, that until recently were of no interest from the point of view of their oil - and - gas possibilities, began to call attention of geologists in that respect too. The recognition of the early appearance of life on the Earth (3-3.5 billion years ago) served as a powerful stimulus for the geological studies.

Such non-skeletal organisms as photosynthesizing algae, bacteria, fungi were first to appear on the Earth. Medusae, vermiforms, pogonofores, foraminifers appeared later on. By the end of the Precambrian, in the Vendian numerous invertebrate types appeared, such as protozoans, sponges, coelenterates, echinoderms, arthropods, brachiopods, mollusks and others.

3. In the pre-Phanerozoic period of the Earth's existence the biosphere was represented by hydrobiontic forms, and its dimensions depended on the area of sea basins. The composition and state of the atmosphere and hydrosphere, although different from recent ones in regard of their physical parameters, were nevertheless favorable for the life of bacteria and algae which could participate in Precambrian oil generation. There are no grounds for doubt that phytoplankton was the main supplier of organic matter to the Precambrian sediments.

4. Organic matter in the Precambrian sediments has a strongly pronounced sapropelic character. It is rich in polymer-lipid components which in the course of the catagenesis are converted mainly into hydrocarbons that are able to migration. That can account for the comparatively low content of non-car-

bonate (organic) hydrocarbons in the Precambrian oil-source rocks, which passed through the main phase of oil generation. Usually carbon content in rocks does not exceed one per cent. But sometimes Precambrian rocks are considerably enriched in organic matter. It is observed in the so-called rocks of the Domanik type. Bituminous Malga limestones of the Siberian Uchur-Maya region (absolute age 1 billion years), slates of the Nonsuch formation in Michigan (absolute age 1,1 billion years), Redkinsian bituminous clays in the Vendian of the Moscow syncline attribute to this type. Syngenetic oil hydrocarbon compounds occur as drop inclusions in fissures, caverns and pores of these rocks.

5. The thick carbonaceous graphitic slates in the Precambrian metamorphic sequences confirm to a certain extent an existence of ancient oil generation processes. The slates contain enormous amount of hydrocarbon, generated owing to the presence of the algae-bacterial organic matter converted into graphite in the course of the lithogenesis. Undoubtedly the catagenesis of those rocks favored the generation of liquid and gaseous hydrocarbons. The deposit of schungite in Karelia, a highly metamorphosed product of oil transformation, is an example of a very ancient oil generation process, which took place about 2-2,5 billion years ago.

6. The structure and mode of occurrence of subaqueous Precambrian platform formations are generally rather similar to Phanerozoic platform rocks. Under conditions of continuous downwarping, Precambrian rock sequences are several kilometers thick and composed on alternating sandstones, siltstones, clays, dolomites and limestones. These rocks compose vast synclines and comparatively narrow linear avlakogenes. Clastic rocks are predominant within the Gondwana platform, while carbonate series, mainly dolomitic, form a conspicuous part in sequences of Lawrasian platforms.

7. Drilling of deeply subsided regions of ancient platforms gives more and more data concerning the existence of oil formation and oil-accumulation processes in Precambrian rock series. In the USSR some commercial deposits of gas, gas condensate and oil are known in the Riphean sandstone beds of the Riphean (the Ushakov suite) and Vendian (the Parfenov horizon) in the southern part of the Siberian Platform.

An oil pool in basal sandstones of the Redkino Suite was discovered in the Danilovo area in the Moscow syncline. Oil

has been produced from the Bavliuo suite in the Sivino area of the Perm region. Oil-and-gas pools are known to occur in Precambrian rocks in Australia and Pakistan.

8. One of the most important points in the evaluation of oil-and-gas perspectives in ancient rock series appears to be a problem of preservation of oil-and-gas pools occurring in them.

Одним из достижений в развитии наук о Земле следует признать создание нового и весьма важного направления, названного академиком А.В.Сидоренко "осадочной геологией докембрия" (1963). Прогресс в изучении геологии докембрия, происшедший буквально на наших глазах за последние 10-15 лет, может быть сравнен с результатами, достигнутыми в познании геологического строения дна Мирового океана и в области космической геологии.

А.В.Сидоренко (1975) показал огромное теоретическое и практическое значение изучения стратиграфии, литологии и тектоники древних осадочных и осадочно-метаморфических толщ в целях выяснения геологических условий формирования нашей планеты на ранних этапах ее существования, познания истории осадконакопления, решения вопросов образования метаморфических комплексов, проблемы происхождения жизни на Земле и др.

Изучение докембрийской осадочной и метасадочной оболочки, сформировавшейся на протяжении более чем 4 млрд. лет, имеет непосредственное отношение к поискам различных полезных ископаемых, в том числе нефти и углеводородных газов.

В настоящее время на смену стадии самых общих рассуждений, преимущественно негативного характера, о нефтегазоносности осадочных пород докембрийского возраста пришла стадия все более уверенного признания определенных возможностей обнаружения в древних толщах скоплений углеводородов (УВ). Этому во многом способствовали по крайней мере три обстоятельства: во-первых, установление очень раннего (раннеархейского) появления жизни на Земле; во-вторых, широкое распространение в нижних частях осадочного чехла древних платформ слабо измененных субаквальных образований, содержащих рассеянное, а иногда и концентрированное углеводородистое органическое вещество (ОВ); в-третьих, получение в различных районах мира промышленных и полупромышленных притоков нефти и газа из докембрийских горизонтов (рисунок).

Большое значение имело обоснование общего вывода о принципиальном единстве геологических процессов развития земной коры

в докембрии и фанерозое (Сидоренко, 1969, 1975). В настоящее время считается твердо доказанным факт появления жизни на Земле 3,3-3,5 млрд. лет назад. В древнейших породах Южной Африки и Северной Америки обнаружены как фоссилизированные остатки водорослей, бактерий и грибов, так и химические соединения, характерные для живого вещества (хемофоссилии), — аминокислоты, изопреноиды, являющиеся специфической группой углеводов, частично представляющие собой фрагменты пигментов (Вассоевич и др., 1973₂).

Используя методику палеобиологического и палеобиохимического изучения тонких шлифов, удалось установить широкое распространение примитивных организмов в породах архея и протерозоя, имеющих возраст начиная от 3,3 млрд. лет.

На протяжении почти 2,5 млн. лет биос развивается замедленным темпом, не образуя крупных и сколько-нибудь высокоорганизованных форм. Лишь в протерозое, и особенно к его концу, появляется большое число различных типов простейших, губок, кишечноротовых, червей и др. Однако, с точки зрения источника необходимой для нефтеобразования органики, все эти группы, за исключением планктона, не имеют особого значения. Как показали исследования условий формирования органического вещества в современных донных осадках, почти 93% этого вещества образуется за счет фитопланктона и 0,6% — за счет фитобентоса (Романкевич, 1975). Остальная часть связана с поступлением материала с суши.

По-видимому, в докембрии единственными представителями жизни на Земле были гидробионты, причем плотность заселения водоемов определялась условиями существования бактериально-водорослевого планктона. ОВ в докембрийских осадках имеет ярко выраженный сапропелевый характер: оно богато полимерлипоидными компонентами, дающими в процессе катагенеза начало миграционноспособным углеводородам. Неизбежен вывод, что дофанерозойским источником ОВ в осадках были те группы организмов, с которыми, скорее всего, связано образование фанерозойской нефти.

Преобразование ОВ тесно связано с ходом формирования осадочных бассейнов. Считается твердо установленным, что они возникли уже на самых ранних этапах существования Земли. В них шло накопление осадочных и осадочно-вулканогенных отложений. В протоплатформенных и протегеосинклинальных прогибах сформировались многокилометровые толщи различного состава — терригенные, карбонатные, вулканогенные и смешанные (Павловский, 1975). В дальнейшем большая часть этих образований претерпела значи-

тельный метаморфизм, но те породы, которые образуют ныне основные осадочного чехла древних платформ, не вышли из-под стадий мезокатагенеза и мало чем отличаются от аналогичных осадочных пород фанерозоя.

Наиболее древние осадочные образования докембрия, находящиеся на подстадии автокатагенеза и (или) претерпевшие метакатагенез, известны в пределах синеклизы Конго. Они представлены кварцитами, сланцами и пачками карбонатных пород. Считается, что начало формирования толщи произошло в архее 3,5 млн. лет назад (Косыгин, Парфенов, 1974). Нижнепротерозойские платформенные образования установлены на Гвианском щите Южной Африки (свита Рораима: красноцветные песчаники, кварциты, конгломераты, глинистые сланцы, туфы мощностью до 2-4 км) и в Австралии (терригенно-карбонатные серии наллагайния и карпентария мощностью до 4 км). К этой же группе осадков относятся породы ятулия, выделяемые на Балтийском щите в среднем протерозое.

Более широко распространены платформенные образования верхнего протерозоя (рифей и венда). Они известны на всех древних платформах Лавразии и Гондваны. Нижние части разреза обычно имеют ограниченное распространение в пределах узких и глубоких авлакогенов и представлены терригенными породами, а верхние, относимые к верхнему рифею и главным образом к венду, образуют уже сплошной платформенный чехол. Формирование чехла протекало в условиях значительного погружения фундамента платформы и становления обширных плит и синеклиз. Он сложен песчаниками, алевролитами, аргиллитами, глинами, известняками и доломитами. Именно эта часть докембрийских пород в заметных количествах содержит пачки тонкодисперсных пород, обогащенных ОВ, а также проницаемые и пористые горизонты, которые можно рассматривать в качестве коллекторов, ограниченных флюидоупорами. Будучи погребенными под более молодыми образованиями осадочного чехла, эти слои, попадая в зону действия главной фазы нефтеобразования (Вассоевич, 1967), начинали генерировать нефть и газ.

Содержание ОВ в карбонатно-глинистых породах рифей и венда колеблется в значительных пределах. Обычно оно составляет от 0,1 до 1,5% на породу. По подсчетам Н.Б. Вассоевича с соавторами (1973₂), субкларк $S_{орг}$ для позднепротерозойских глинистых отложений Восточно-Европейской платформы составляет 0,4-0,5%. Но наряду с этим имеются горизонты так называемого доманиковского типа, где содержание $S_{орг}$ достигает 10-14%. В таких породах (аргиллитах, известняках и т.д.) много доказательств сингенети-

ного нефтеобразования - в кавернах, порах, трещинах встречаются скопления нефти, генетически связанной с ОВ вмещающих пород.

Свидетельством существования наиболее древних процессов преобразования ОВ служат мощные углисто-графитовые сланцы, перенесшие высокую степень метатенеза. В них содержится огромное количество углерода, первоисточником которого были бактериально-водорослевые массы. Графитсодержащие толщи нижнего протерозоя широко распространены, в частности они развиты в Карелии на Балтийском щите. Как показали А.В. и Св.А. Сидоренко (1970), в графитсодержащих толщах содержатся метан и его гомологи, а также другие углеводороды, которые, мигрируя, образуют "углеводородное дыхание". Примером древнейшего нефтеобразования, имевшего место в среднем протерозое, являются месторождения шунгита Карелии. Шунгитсодержащая толща (шунгит-карбонатно-сланцевая с вулканогенным материалом), приуроченная к верхнему ятулию (заонежская свита) и имеющая мощность от 250 до 1200 м, отличается относительно низкой степенью метатенеза (регионального метаморфизма). Большинство исследователей считают, что наиболее типичный шунгит (первая разновидность) представляет собой метаморфизованный продукт преобразования нефти (Галдобина, Горлов, 1975). Об этом, в частности, свидетельствует высокое содержание в золе никеля (до 12%) и несколько меньшее ванадия, столь примечательных для нефтяной золы (Альтовский и др., 1954).

Заметное количество поверхностных нефтегазопоявлений и полупромышленных притоков из скважин установлено в отложениях верхнего докембрия (Вассоевич и др., 1970; Парфенов, Фрадкин, 1974). Эти проявления свидетельствуют о региональном характере процессов нефтеобразования, протекающих во многих осадочных бассейнах, расположенных на древних платформах. Непременным условием было опускание нефтематеринских толщ в зону с температурой 60-140⁰С, так как только в ней могла развиваться главная фаза нефтеобразования (Вассоевич, 1967; Вассоевич и др., 1971, 1975). Всего насчитывается около 30 бассейнов, в которых нижние части разрезов сложены толщами верхнего рифея и венда и в которых зафиксированы нефтегазопоявления, а в отдельных случаях - даже промышленные притоки (месторождения).

Наиболее яркими признаками нефтегазоносности характеризуются осадочные бассейны Сибирской платформы. В Иркутском бассейне, расположенном на ее юго-западе, открыт целый ряд газоконден-

сатных месторождений (Марковское, Ярактинское и др.). Основные продуктивные песчаники выявлены в отложениях верхнего рифея (боханский, безымянский и марковский горизонты) и в мотской свите венда (песчаники парфеновского горизонта). Наряду с газом и конденсатом из некоторых залежей получены притоки нефти. В Предпатомском бассейне, расположенном на юге Сибирской платформы, обнаружены газоконденсатные месторождения (Среднеботуобинское, Верхневилочанское и др.) с залежами в отложениях венда (парфеновский горизонт). На Среднеботуобинском месторождении при испытании скважины дебиты газа составляли 250–300 тыс. м³/сутки (Работнов, Фрадкин, 1975). Притоки нефти и газа известны и в других бассейнах Сибирской платформы.

На Восточно-Европейской платформе признаки нефтегазоносности древних толщ отмечаются в Волго-Уральском, Среднерусском и других бассейнах. В первом бассейне притоки нефти с глубины 2,8 км были получены на Сивинской площади из низов венда (бавлинская свита). Легкая нефть (плотностью 0,78) и газ недавно обнаружены на Даниловской площади к северу от Ярославля (Среднерусский бассейн). Продуктивны базальные песчаники венда на глубине около 2,9 км. Детальное химико-физическое изучение Даниловской нефти, проведенное О.В.Барташевич с соавторами (1975), показало, что основным ее компонентом являются алканы нормального и изостроения; нефтеновые углеводороды представлены, видимо, однокольчатыми структурами, а арены – преимущественно однокольчатыми структурами (не исключено наличие бициклов). В нефти практически отсутствуют асфальтены и ограничена роль смол.

Промышленные скопления нефти и газа в докембрии известны также в Азии и Австралии. В Пакистане, например, в Потваре, на месторождении Джойя-Мейр давно разрабатывается небольшая залежь из свиты пурпурных песчаников в верхах докембрия (дебит около 3 т/сутки). В Австралии газовая залежь обнаружена в бассейне Амадиес на месторождении Оорамина. Газ получен из карбонатного горизонта мощностью 6 м с глубины 1,1 км.

Прогресс в изучении нефтеносности отложений докембрия на древних платформах СССР позволил провести количественную оценку возможного содержания в их недрах углеводородов.

Анализ нефтегазообразования и нефтегазонакопления в древних толщах различных платформенных бассейнов позволяет прийти к выводу, что не возраст определяет нефтеносность той или иной толщи, а содержание в ней исходного для нефти органического вещества и геолого-биохимическая история ее существования, в частности длительность на-

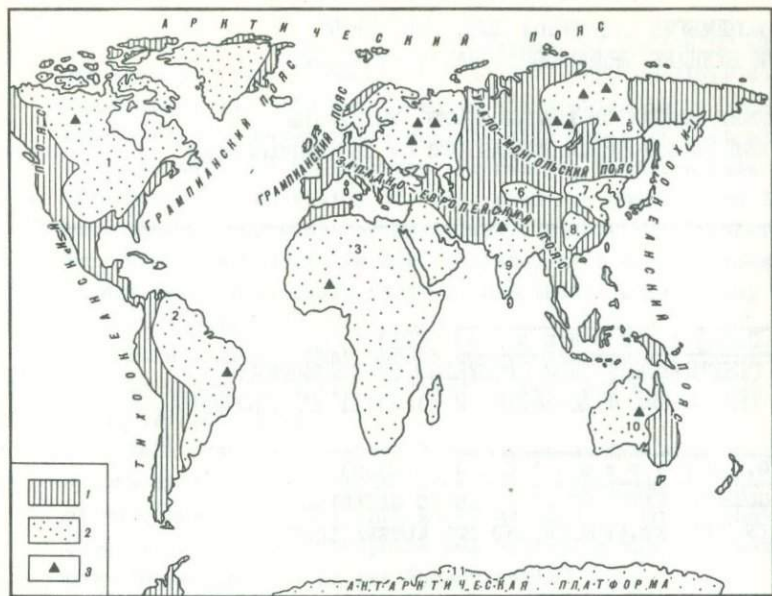
хождения в главной зоне нефтеобразования и особенно благоприятные условия для сохранения сформировавшихся залежей нефти. При анализе нефтегазоносности древних толщ важна правильная оценка перспектив. Следует помнить, что для древних отложений особенно важно учитывать время попадания в условия главной фазы нефтеобразования и надежность ловушек. Чем позднее начала толща генерировать нефть, тем больше вероятность, что нефть в ловушках сохранится до наших дней.

Сравнительно ограниченное, хотя и непрерывно растущее количество открытий связано в первую очередь с тем, что поиски нефти в древних толщах проводятся в большинстве случаев лишь попутно при изучении более молодых слоев.

ЛИТЕРАТУРА

- А л ь т о в с к и й М.Е., К у з н е ц о в а З.Н., Ш в е ц В.М., 1954. Образование нефти и формирование ее залежей. М., Гостоптехиздат.
- Б а р т а ш е в и ч О.В., Е р м а к о в а В.Н., М а л а м е д о в а В.С., 1975. Физико-химические особенности органического вещества и нефтей протерозойских отложений центральных районов Московской синеклизы и Мезенской впадины. - В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 4, кн. 2. М., "Недра".
- В а с с о е в и ч Н.Б., 1967. Теория осадочно-миграционного происхождения нефти. - "Изв. АН СССР, сер. геол.", № II.
- В а с с о е в и ч Н.Б., В ы с о ц к и й И.В., К о р ч а г и н а Ю.И., С о к о л о в Б.А., 1971. Историко-геолого-геохимический метод оценки перспектив нефтегазоносности осадочных бассейнов. - "Изв. АН СССР, сер. геол.", № II.
- В а с с о е в и ч Н.Б., В ы с о ц к и й И.В., К о р ч а г и н а Ю.И., С о к о л о в Б.А., 1975. Геолого-геохимические предпосылки нефтегазообразования в верхнедокембрийских отложениях. - В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 4, кн. 2. М., "Недра".
- В а с с о е в и ч Н.Б., В ы с о ц к и й И.В., С о к о л о в Б.А., Т а р а н е н к о Е.И., 1970. К проблеме нефтегазоносности позднедокембрийских отложений. - "Сов. геология", № 4.
- В а с с о е в и ч Н.Б., Г у с е в а А.Н., Т а р а н е н к о Е.И., 1973₁. К проблеме нефтегазообразования в до-

- кембрийских отложениях. - В кн.: Природа органического вещества современных и ископаемых осадков. М., "Наука".
- В а с с о в и ч Н.Б., К о р н и л о в а И.Н., Ч е р н ы ш е в В.В., 1973₂. О содержании углеродистого органического вещества в континентальном секторе осадочной оболочки Земли. - "Вестн. Моск. ун-та, геология", № 1.
- Г а л д о б и н а Л.П., Г о р л о в В.И., 1975. Шунгитсо-держащие толщи докембрия Карелии, их литологические особенности и условия формирования. - В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 4, кн. 2, М., "Недра".
- К о с ы г и н Ю.А., П а р ф е н о в Л.М., 1974. Проблемы докембрийской тектоники континентов. - В кн.: Вопросы тектоники докембрия Евразии. Владивосток.
- П а в л о в с к и й Е.В., 1975. Происхождение и развитие земной коры материков. - "Геотектоника", № 6.
- П а р ф е н о в Л.М., Ф р а д к и н Г.С., 1974. Нефтегазонасность докембрийских отложений. - В кн.: Вопросы тектоники докембрия Евразии. Владивосток.
- Р а б о т н о в В.Т., Ф р а д к и н Г.С., 1975. Критерии нефтегазонасности верхнедокембрийских отложений древних платформ. - В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 4, кн. 2. М., "Недра".
- Р о м а н к е в и ч Е.А., 1975. Геохимия органического вещества в океане. Автореф. докт. дис.
- С и д о р е н к о А.В., 1963. Проблемы осадочной геологии докембрия. - "Сов. геология", № 4.
- С и д о р е н к о А.В., 1969. О едином историко-геологическом принципе изучения докембрия и постдокембрия. - "Докл. АН СССР", т. 186, № 1.
- С и д о р е н к о А.В., 1975. Осадочная геология докембрия - состояние науки, проблемы и задачи. - В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 4, кн. 1. М., "Недра".
- С и д о р е н к о А.В., С и д о р е н к о Св.А., 1970. Об "углеводородном дыхании" докембрийских графитсодержащих толщ. - "Докл. АН СССР", т. 192, № 1.



Распространение нефтегазовых скоплений в докембрийских породах древних платформ

I - складчатые пояса; 2 - древние платформы; 3 - нефтяные и газовые месторождения и проявления; цифрами обозначены платформы: I - Северо-Американская; 2 - Южно-Американская; 3 - Африканская; 4 - Восточно-Европейская; 5 - Восточно-Сибирская; 6 - Таримская; 7 - Китайско-Корейская; 8 - Южно-Китайская; 9 - Индостанская; 10 - Австралийская; II - Антарктическая

ДОКЕМБРИЙ ПОДВИЖНЫХ ЗОН, ВУЛКАНИЗМ
И ВУЛКАНОГЕННЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ ДОКЕМБРИЯ

PRECAMBRIAN OF MOBILE ZONES, VOLCANISM
AND VOLCANOGENIC FORMATIONS OF THE PRECAMBRIAN

Г.С.Дзотсенидзе (СССР)
ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ПРОДУКТОВ ЭКСПЛОЗИВНОГО
ВУЛКАНИЗМА В ДОКЕМБРИИ И ХАРАКТЕР ИХ ИЗМЕНЕНИЯ

G.S.Dzotsenidze (USSR)
GENETIC TYPES OF PYROCLASTIC MATERIAL
IN THE PRECAMBRIAN AND ITS ALTERATIONS

Lithological and petrographical studies of the Precambrian in the USSR and other countries resulted in establishing wide extension of volcanism and volcanogenic-sedimentary lithogenesis in the Precambrian.

The Precambrian volcanism exhibits the same relationships with tectonics and the same proportions of acid, intermediate, and basic volcanic assemblages which are also typical of subsequent periods of the Earth's history.

However, pyroclastic products of the Precambrian volcanism are not so well studied, This is very much due to intense alterations of a tuffaceous material, mainly under the influence of the regional metamorphism.

In spite of that, an originally pyroclastic character of many sedimentary members of the Precambrian volcanogenic-sedimentary formations has been reconstructed on the basis of their rock fabric. It has been found that almost all genetic types of pyroclastic material known from younger and modern volcanic formations are common for the Precambrian.

Much more difficult is to establish what these pyroclastic rocks looked like prior to the regional metamorphism, for example, did they undergo zeolitization and bentonitization in submarine environment, or hydromica-kaolinitic transformation in an acid medium of swampy-lacustrine waters?

This might be known by the presence of relics of the appropriate mineral phases, but it is hardly possible to find them. The only way to solve the problem is to compare chemistries of metamorphic schists with those of bentonitic clays or sedimentary zeolites. Proceeding from the fact that the chemical composition of rocks does not undergo any important alterations when the pyroclastic material is transformed by regional metamorphism into schists, such correlations permit us to find equivalents of bentonitic clays among metamorphic schists.

This suggests that conditions of diagenesis of the pyroclastic material in the Precambrian seas did not differ from those of later seas.

Well developed weathering profiles in the Precambrian strata indicate the conditions of weathering similar to these of subsequent periods. This gives grounds to assume that the composition of the atmosphere was basically the same both in the Precambrian and in the Phanerozoic.

Накопившийся за последнее время как в Советском Союзе, так и в других странах богатый фактический материал по вулканизму докембрия дает возможность прийти к выводу, что основные закономерности развития вулканизма, установленные в фанерозое, имели место и в докембрии.

Это касается в первую очередь связи вулканизма с тектоникой. Можно считать установленным, что уже в архее существовали эвгеосинклинали, в которых формировались характерные спилито-диабазовые формации, а на платформах изливались лавы основного состава, образовавшие серии типа трапповых формаций.

По данным Ю.А.Косыгина и др. (1972), даже в раннем архее (3,3-2,5 млрд. лет) зеленокаменные толщи киватиния имеют геосинклинальный облик (северная часть Гвианского щита, южная окраина Сибирской платформы - зоны Становика) и различаются эвгеосинклинальные и миегеосинклинальные комплексы.

В.Хаин (1971), характеризуя нижнеархейские образования Гвианского щита - серии кануку и иль-де-кайнени, отмечает, что они состоят из парагнейсов, чарнокитов, амфиболитов, кварцитов, гранулитов, метаморфизованных основных лав. В верхнеархейском же комплексе ведущую роль играют зеленокаменные подводные лавы

основного и среднего состава; в подчиненном количестве присутствуют кислые продукты вулканизма. Под этим комплексом залегают терригенные и терригенно-карбонатные породы, метаморфизованные до амфиболитовой, местами гранулитовой фации и превращенные в гнейсы, кварциты, разнообразные сланцы; некоторые слои обогащены марганцем и железом (итабириты).

Геосинклинальные образования нижнепротерозойского возраста несогласно залегают на архее и сохраняют эвгеосинклинальный характер, но метаморфизованы лишь до фации зеленых сланцев. В свою очередь они перекрыты среднепротерозойской (1700 млн. лет) серией рорайма, сложенной из красных и светло-серых кварцитов и конгломератов с подчиненными прослоями аргиллитов и яши; в них внедрены мощные силлы долеритов, являющихся представителями трапповой формации. В некоторых районах развития гранитов архей часто перекрывается кислыми породами типа риолитов. В таких случаях естественно возникает вопрос: не являются ли эти риолиты эффузивной фацией гранитоидного магматизма?

Аналогичная картина наблюдается на Африканской платформе, где, по-видимому, имеются представители раннеархейских эвгеосинклиналей. Образования этого возраста (трансваальский этап), по Хайну (1971), известны во многих областях Африки. Они везде сильно метаморфизованы и гранитизированы. Слабее всего метаморфизованы породы системы Свазиленд в Трансваальском районе. Система складывается из основных, реже кислых лав, граувакк, глинистых сланцев и джеспилитов; мощные основные вулканы и внедрение в них основных и ультраосновных интрузий, по мнению Хайна, придают этим отложениям эвгеосинклинальный характер (возраст более 3000 млн. лет).

На позднеархейском-родезийском этапе (3000-2400 млн. лет) почти на всем пространстве Африки формировались мощные вулканогенно-осадочные толщи, сложенные из основных и кислых лав и пирокластов, граувакк, джеспилитов. Эти толщи по своему характеру еще более соответствуют эвгеосинклинальным формациям.

На раннепротерозойском этапе на территории Африки во многих местах между кратонами существовали широкие геосинклинальные пояса (Западно-Африканский, Южно-Африканский, Мозамбико-Аравийский), которые интенсивно погружались. В них проявился мощный подводный основной вулканизм и накапливались железисто-кремнистые формации. Одновременно на границе с кратонами (Родезийским, Трансваальским) отлагались красноцветные толщи и проявлялся трапповый вулканизм с образованием типичных платформенных формаций.

В среднепротерозойское время в тех зонах, которые замкнулись в результате предшествующего диастрофизма, интенсивно проявляется орогенный вулканизм с образованием андезит-риолитовых формаций, включающих интимбриты и кислые субвулканические интрузии. Отмеченные закономерности развития вулканизма и осадконакопления сохраняются и в позднем протерозое.

В докембрии Индостанской платформы эффузивные породы играют большую роль; так называемые "далма лавы" в штатах Бихар и Орисса (Aniruddha, 1964) являются базальтами, по-видимому представляющими собой трапповую формацию, так как по химическому и минералогическому составу они не отличаются от меловых траппов Декана. В штате Орисса в другом разрезе (Prasada et al., 1964) аналогичные лавы лежат под железистой формацией, а над последней залегают метаморфическая толща, содержащая большое количество шаровых лав и туфов, имеющих спилитовый состав. На этом примере хорошо видна эволюция вулканизма в связи с изменением тектонической обстановки: в платформенных условиях образовалась трапповая формация; позже на этой же площади закладывается эвгеосинклиналь, в которой отлагается железистая формация, а вулканизм дает спилитовую серию пород. Интересно, что в области Кишангар в Индии среди докембрийских киванит-старолит-биотитовых сланцев, кварцитов и роговообманковых сланцев внедрены нефелиновые сиениты в виде разных размеров силлов; они содержат включения согласных пластов и линз тералитов. Самую последнюю фазу представляют дайки камптонитов в сиенитах (Basu, 1964).

В Австралии архейские образования выходят на поверхность во многих местах и везде представлены сложным комплексом метаморфизованных осадочных пород, пирокластов, основных и ультраосновных интрузивных и эффузивных пород, гнейсов и гранитов. В Западной Австралии широко развиты базальты и андезиты, иногда в виде подушечных лав, со всеми характерными для спилитов чертами. Часто они сопровождаются железистой формацией и обломочными породами. В нижнем протерозое в Квинсленде в двух геосинклиналях формировались мощные толщи (I 6 000 и II 000 м), низы которых представлены кислыми вулканическими породами с пропластками базальтов и осадочных пород. К концу нижнего протерозоя вулканизм ослабевает, а на северной территории формируется орогенная андезит-риолитовая формация.

В докембрии Канадского щита вулканические образования также широко представлены. В провинции Супериор наиболее древними породами являются вулканические и осадочные отложения архея.

формировались эти толщи в нескольких эвгеосинклиналях, возможно разного возраста. В кеноранскую орогению они подверглись складчатости, разрывам, метаморфизму и в них внедрились граниты. В разное время в архей внедрялись системы диабазовых даек и щелочные интрузии. Возраст этих пород разный — от 2200 до 1000 млн. лет, в то время как возраст кеноранских гранитов около 2480 млн. лет.

Архейские вулканические толщи Канады имеют много общего. Они все содержат в меняющихся количествах базальты, средние и кислые лавы, туфы и брекчии. Основные лавы часто подушечные, преобладают в нижней части большинства разрезов; кислые лавы обычно встречаются в верхней части толщ. Как видим, в архее наблюдается картина, характерная и для фанерозойских эвгеосинклиналей, спилито-кератофировые толщи которых, как правило, выше всегда становятся кислее. Геосинклинальные толщи нередко являются полициклическими.

В протерозое Канадского щита заметно возрастает по сравнению с археем роль осадочных пород, в том числе известняков. Вулканические породы сдвигаются, то представлены основными типами. В Фэрчильской и Грэнвильской провинциях в протерозое внедрены щелочные породы, а местами — многочисленные диабазовые дайки. Вулканизм Северо-Американской платформы в основном развивался аналогично вулканизму Канадского щита.

По данным К. Конди (Condie, 1972), архейские породы в Вайоминге разделены главной зоной разлома на два блока. Северный блок складывается из бедных калием толеитовых базальтов и подчиненного количества богатых кремнеземом и железом обломочных и других пород; они сильно метаморфизованы, и в них внедрены диабазовые дайки и силлы. В Южном блоке распространены граувакки, залегающие на маломощных толщах известково-щелочных вулкаников. Возраст этих пород 2,8–3 млрд. лет. В Миссури широко распространены кислые эффузивы низов верхнего протерозоя (1350 млн. лет).

Еще более богатый материал накоплен советскими геологами по вулканизму докембрия Балтийского и Украинского щитов и Сибирской платформы. Наиболее детально в этом отношении изучен докембрий Карелии. В Карелии уже в начале нижнего протерозоя намечаются три структурно-формационные зоны (Богданов, 1971). Западная зона характеризуется распространением терригенно-вулканической и железисто-кремнистой формаций; вулканические породы являются метаморфизованными кислыми и средними эффузивами; гнейсовая формация здесь развита неравномерно. Для Цент-

ральной зоны гнейсовая формация менее характерна; здесь широко представлены спилито-порфиритовая, реже кремнисто-железистая формации; наряду с основными отмечается наличие кислых и средних эффузивов и туфов. В Восточной зоне развиты гнейсовая, терригенная и спилитовая формации, причем вулканические породы — лавы и туфы — только основные. По-видимому, именно Восточная зона является эвгеосинклиналью со спилитовым вулканизмом. Западная зона представляет собой край платформы, а Центральная зона, где кислые породы уже играют заметную роль, является переходной.

Ятулийские тектонические структуры Центральной и Южной Карелии слагаются главным образом основными породами — диабазами, порфиритами, шаровыми лавами, мандельштейнами, вместе с ними присутствуют гематитовые, кремнистые и туфовые сланцы (Соколов, Светов, 1967).

На значительное развитие кислых пород в нижнем протерозое указывает М.М.Стенарь (1967). По данным В.М.Чернова и К.А.Ивиной (1967), лептиты, являющиеся продуктами метаморфизма кислых вулкаников, широко развиты в ранних карелидах Западной Карелии; они справедливо считают, что формирование лептитовой толщи происходило на сравнительно жестких внутригеосинклинальных массивах, аналогичных послерифейским срединным массивам.

В Печенгском синклинории (Мурманская область) протерозойские образования разделяются на 4 свиты, каждая из которых состоит из нижней (осадочной) и верхней (вулканогенной) толщ. Все четыре вулканогенные толщи слагаются из основных пород — метадиабазов, шаровых лав, мандельштейнов, туфов. В каждой толще основные породы выше сменяются более кислыми андезитами, альбитофирами, кварцевыми порфирами. Вместе с тем общая основность увеличивается от первой к четвертой вулканогенной толще. По-видимому, Печенгский синклинорий надо рассматривать как длительно развивающуюся эвгеосинклиналь (Преодовский, 1971).

В Белоруссии также в архее, в нижнем и среднем протерозое установлены вулканические толщи основного и кислого состава (Бордон, Бордон, 1973).

Аналогичная картина наблюдается и в центральной части Украинского щита, где архейские образования состоят из формаций железисто-кремнисто-вулканогенной и железисто-кремнисто-вулканогенно-карбонатной (Скаржинская, 1973). При этом во второй формации среди основных вулкаников встречаются андезиты и кератофиры.

В архее Алданского щита установлено наличие метаморфизованной вулканогенной толщи (Черкасов, 1973), состоящей из продуктов подводной вулканической деятельности: яшм, фтанитов, кремнистых сланцев, отдельных железисто-кремнистых пачек. Кроме того, в толще присутствуют известняки и доломиты, глинистые породы — продукты подводного изменения туфов, кислые и средние туфы, туффиты, андезитовые, дацитовые, основные и ультраосновные лавы.

Общей закономерностью докембрийского магматизма Восточной Азии является (Мошкин и др., 1968) изменение состава продуктов вулканизма от основного и ультраосновного, характерного для геосинклинального этапа развития подвижных зон, до умеренно кислого, отвечающего интенсивным этапам складчатости, и до ультракислого и субщелочного в заключительные этапы. Как известно, такая последовательность развития вулканизма характерна и для некоторых эвгеосинклиналей фанерозоя.

Обособление относительно стабильных массивов (квазикратонов) и обрамляющих их подвижных поясов, по-видимому, произошло в позднем архее и раннем протерозое (Кратц, Глебовицкий, 1972). По нашему мнению, есть все основания считать, что такое обособление уже существовало в раннем архее. Об этом говорят данные Ю.А. Косыгина и др. (1972), согласно которым зеленокаменные толщи киватиния (3,3–2,5 млрд. лет) имеют геосинклинальный облик и в некоторых местах архея различаются эв- и миегеосинклинальные комплексы.

Приведенный фактический материал позволяет сделать некоторые выводы о вулканизме докембрия земного шара.

1. Не установлено никакого принципиального различия в развитии вулканизма в докембрии и фанерозое. Нет оснований говорить о большем распространении вулканических явлений на земном шаре в докембрии по сравнению с фанерозоем.

2. В докембрии в основном встречаются следующие вулканические формации, которые известны и в фанерозое: 1) спилито-диабазовые, характерные для стадий прогибания эвгеосинклиналей; 2) андезито-дацито-риолитовые орогенной стадии; 3) трапповые, приуроченные к стабильным структурам (платформы, срединные массивы); 4) трахиандезитовые, образующиеся в переходных между геосинклиналью и жесткой структурой зонах.

3. Нет никаких оснований говорить о более широком развитии кислых пород в докембрии. Они встречаются в названных выше формациях в такой же пропорции, как и в фанерозое.

4. Соотношение лав и пирокластики меняется так же, как и в фанерозое. Встречаются вулканические толщи с взрывным индексом 4-6 и 80-90. Это говорит о том, что как сильные взрывные извержения с мощными взрывами, так и спокойного излияния лавы со всеми переходами между ними были характерны для докембрия в той же степени, как и для фанерозоя.

5. Отсюда логически вытекает вывод, что если характер извержений был одинаковым с фанерозоем, то и генетические типы пирокластики должны быть в докембрии такими же, как и в фанерозое. Действительно, наличие лавобрекчий, туфобрекчий, разных структурных типов туфов, ингнимбритов, туффитов указывает на то, что в вулканических толщах докембрия присутствуют все главные генетические типы пирокластики, которые известны в современном и недавнем вулканизме.

Более сложной является проблема характера изменения пирокластического материала в докембрии, так как он всегда интенсивно изменен региональным метаморфизмом и другими наложенными процессами. В большинстве случаев реликты первичных материалов и продуктов их изменения в подводных или наземных условиях утрачены вследствие интенсивных процессов регионального метаморфизма. Поэтому основным методом восстановления первичной природы метаморфизованных докембрийских пирокластов является изучение химического состава пород, поскольку при региональном метаморфизме, как правило, происходят изохимические превращения.

Согласно принципу актуализма, мы вправе допустить, что известные нам превращения пирокластики на суше и под водой могли иметь место и в докембрии. Во-первых, пирокластика должна была подвергнуться аутометаморфизму с образованием пропицитов. Фумарольно-сульфатные процессы могли превратить пирокластические породы в формацию вторичных кварцитов. Во-вторых, в подводных морских условиях пирокластолиты, вероятно, испытывали хлоритизацию, монтмориллонитизацию, цеолитизацию. В-третьих, попадая в континентальные озерного типа бассейны с кислой средой, пирокластолиты превращались в гидрослюдисто-каолинитовые глины. В-четвертых, в условиях суши пирокластолиты должны были выветриваться с образованием, в зависимости от условий, каолинит-гидрослюдистых, аллитовых или монтмориллонитовых глин.

Благодаря детальным исследованиям докембрийских вулканогенных образований нашим геологам удалось более или менее убедительно показать наличие всех этих процессов в изучаемых ими вулканических толщах.

В курганской свите Таласского хребта и Малого Каратау в Северном Тянь-Шане (Королев и др., 1974) установлены процессы автометаморфизма и гидротермального метасоматоза пирокластов кислого состава, что выразилось в широком развитии альбитизации, калишпатизации, окремнения, гидрослюдизации, баритизации, фосфатизации, ожелезнения и т. п.

В Карелии для раннепротерозойских пирокластических образований базальт-андезит-дацит-липаритового комплекса отмечаются автометаморфические процессы типа среднетемпературной пропилитизации (Робонен, Чернов, 1974).

В ятулийских и суйсарских продуктах базальтового вулканизма Карелии отмечается (Светов, 1974) интенсивная фумарольно-сульфатная деятельность, в результате которой выносилось значительное количество кремнистого, известковистого, железистого и другого материала, играющего большую роль в формировании разнообразных по составу вулканогенно-осадочных хемогенных пород. Для Украинского щита характерно наличие эффузивных толщ основного, кислого и частично среднего состава, которые на большой площади были изменены во вторичные кварциты, перемещенные в мусковит-кварцевые сланцы с фациями андалузитовых, серицитовых, каолинитовых и пиррофиллитовых сланцев (Хатунцева, 1967). Позже эти сланцы были превращены в силлиманит-андалузитовые гранулиты.

Процессы химического выветривания были широко развиты в докембрии, и часто удается установить наличие продуктов их размыва среди метаморфических сланцев докембрия. На Украинском щите (Кондрачук, Онищенко, 1967) в основании криворожской серии наблюдается древняя каолиновая кора выветривания, размыв которой давал материал для образования слоев каолиновых глин, превратившихся в результате метаморфизма в силлиманитовые гнейсы тетерево-бугской свиты Побужья. Но в приводимых анализах метаморфических сланцев есть и такие, которые полностью соответствуют составу монтмориллонитовых глин.

Наличие в докембрийских отложениях Тувинской автономной области корунд-шпинелевых пород, являющихся продуктами метаморфизма бокситовых залежей (Храмцов, 1967), говорит о том, что аллитное выветривание основных вулканических пород было достаточно распространено в докембрии.

Что касается гальмиролитического разложения пирокластике с образованием монтмориллонитовых глин и осадочных цеолитов, то по этому вопросу мы должны высказать лишь предположения. От монтмориллонита и цеолитов, возможно составляющих осадочные слои докемб-

рия до их регионального метаморфизма, не осталось никаких следов. Но вполне естественно допустить, что некоторые гидрослюдистые, иллитовые, андалузитовые и аналогичные им сланцы, часто встречающиеся в метаморфизованных толщах докембрия, образовались путем превращения монтмориллонитовых глин и цеолитовых слоев в условиях регионального метаморфизма. Точное соответствие химического состава некоторых сланцев докембрия и известных монтмориллонитовых глин может служить для такого вывода более или менее надежным основанием.

Это мнение подтверждается также обнаружением в верхнем докембрии Украины бентонитовых глин среди трапповой формации. В глинах помимо монтмориллонита установлено присутствие гидрослюда и хлорита (Аксенов и др., 1974). Эти же авторы указывают на наличие бентонитовых глин аналогичного состава в верхнедокембрийских трапповых формациях Пермской области и около Ижевска.

В Белоруссии приблизительно на том же стратиграфическом уровне верхнего докембрия в вулканогенной и вулканогенно-осадочной формациях наблюдается широкое развитие туфов и туффиитов, основное стекло которых замещено в разной степени сапонитом, монтмориллонитом, хлоритом; анальцим часто образует цемент туфов, составляя до 20-25% породы. Некоторые туфы замещены красно-бурыми гидроокислами железа (Махнач, Веретенников, 1970).

Во всяком случае, солевой и газовый состав океанов и морей в докембрии имел такой характер, который мог обеспечить интенсивное течение гальмиролитических процессов.

Все вышесказанное дает основание для вывода, что принципиальная схема развития вулканизма, генетические типы образующихся пирокластов и процессы их изменения были такими же, как в фанерозое. Это, конечно, не означает, что не существовало никакой разницы в протекании этих процессов в докембрии и фанерозое.

Таким образом, анализ проявления вулканизма в истории развития Земли хорошо согласуется с выдвинутым ранее (Сидоренко, 1969) положением о принципиальном единстве характера гипергенеза и осадконакопления в докембрии и фанерозое. Нет сомнения, что дальнейшее углубленное изучение докембрийских вулканических и осадочных образований будет способствовать установлению некоторых деталей вулканизма, литогенеза и рудогенеза, специфичных для докембрия.

ЛИТЕРАТУРА

- А к с е н о в Е.М. и др., 1974. Верхнедокембрийские бентонитовые глины Украины. Экспресс-информация, серия IV, в. 4-5. Инфор. 9., ВИЭМС.
- Б о г д а н о в Ю.Б., 1971. Эволюция нижнепротерозойского вулканизма и осадконакопления в некоторых структурах Карелии. - В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 3. М., "Недра".
- Б о р д о н И.П., Б о р д о н В.Е., 1973. Эволюция вулканизма и его роль в формировании древних структур архея - нижнего протерозоя на территории Белоруссии. - В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М.
- Г л а д о в с к и й А.К., Х р а м ц о в В.Н., 1967. Бокситы района КМА. - В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 2. М., "Недра".
- К о н д р а ч у к В.Ю., О н и щ е н к о Р.И., 1967. О предпосылках выявления метаморфизованной перестроенной коры выветривания в составе пород украинского докембрия. - В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 2. М., "Недра".
- К о р о л е в В.Г. и др., 1974. Терригенно-терепирокластическая формация позднего докембрия Северного Тянь-Шаня. - В кн.: Проблемы вулканическо-осадочного литогенеза. М., "Наука".
- К о с ы г и н Ю.А. и др., 1972. Основные черты тектоники докембрия континентов. - В кн.: Геология докембрия, МГК, XXIV сессия, докл. сов. геол., пробл. № I. Л., "Наука".
- 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, МГК, XXIV сессия, докл. сов. геол., пробл. № I. Л., "Наука".
- М а х н а ч А.С., В е р е т е н н и к о в Н.В., 1970. Вулканогенная формация верхнего протерозоя (венда) Белоруссии. Минск, "Наука".
- М о ш к и н В.Н. и др., 1968. Основные черты докембрийского магматизма Восточной Азии. - В кн.: Геология докембрия, МГК, XXIII сессия, докл. сов. геол. М., "Наука".
- П р е д о в с к и й А.А. и др., 1971. Соотношение и характер процессов осадконакопления и вулканизма в геологической истории Печенги. - В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 3. М., "Недра".

- Р о б о н е н В.И., Чер н о в В.М., 1974. Раннепротерозойский вулканизм Карелии и его продукты. - В кн.: Проблемы вулканическо-осадочного литогенеза. М., "Наука".
- С в е т о в А.П., 1974. Типы продуктов ятулийского и суйсарского базальтового вулканизма Центральной и Южной Карелии и их роль в вулканогенно-осадочном литогенезе. - В кн.: Проблемы вулканическо-осадочного литогенеза. М., "Наука".
- С и д о р е н к о А.В., 1969. О едином историко-геологическом принципе изучения докембрия и постдокембрия. - "Докл. АН СССР", т. 186, № 1.
- С к а р ж и н с к а я Т.А., 1973. Осадочно-вулканогенные формации архея центральной части Украинского щита. - В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М.
- С о к о л о в В.А., С в е т о в А.П., 1967. Геология Ятулийского вулканического комплекса Южной и Центральной Карелии. - Труды Ин-та геол. Карел. фил. АН СССР, вып. 1.
- С т е н а р ь М.М., 1967. О нижнепротерозойском вулканизме в Западной Карелии. - Труды Ин-та геол. Карел. фил. АН СССР, вып. 1.
- Х а и н В.Е., 1971. Региональная геотектоника. М., "Недра".
- Ч е р к а с о в Р.Ф., 1973. Вулканогенное происхождение алданского архея. - В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М.
- Ч е р н о в В.М., И н и н а К.А., 1967. Лептиты и лептитоподобные породы Западной Карелии. - Труды Ин-та геол. Карел. фил. АН СССР, вып. 1.
- Х а т у н ц е в а А.Я., 1967. Метаморфизм вулканогенной формации крайней северо-западной части Украинского щита. - В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 2. М., "Недра".
- A n i g u d d h a D e., 1964. Pre-Cambrian Dalma-Dhanjori Volcanicity of Eastern India and its Stratigraphic Significance. In: Report of the Twenty-Second Session. Part X, proc. of sec. 10. New Delhi, India.
- В а с у К.К., 1964. The alkali Rocks of Kishangarh, Ajmer District, India. In: Report of the Twenty-Second Session. Part X, proc. of sec. 10. New Delhi, India.

- C o n d i e K.C., 1972. Archean evolution of the South Pass area southwestern Wyoming. In: IGC, XXIV ses., Abstracts, Montreal.
- P r a s a d a G.H. and oth., 1964. Stratigraphic Relations of Pre-Cambrian Iron Formations and Associated Sedimentary Sequences in Parts of Keonjhar, Cuttack, Dhenkanal and Sundargarh Districts, Orissa, India. Report of the Twenty-Second Session. Part X, proc. of sec. 10. New Delhi, India.

Дж.М.Янг, В.Р.Черч (Канада), Ю.А.Шубер,
А.Формюрэ (Франция)
СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ ПОРОД ДОКЕМБРИЯ
(С ВОЗРАСТОМ ДРЕВНЕЕ 1,0 МЛРД. ЛЕТ)
СЕВЕРОАТЛАНТИЧЕСКИХ КОНТИНЕНТОВ

G.M.Young, W.R.Church (Canada),
G.A.Schubert and A.Faure-Muret (France)
STRATIGRAPHIC CORRELATION OF PRECAMBRIAN ROCKS
(> 1.0 b.y. OLD) OF THE NORTH ATLANTIC CONTINENTS

Международной договоренности о принципах подразделения и корреляции пород докембрия нет. Обычно применяются: 1) условное геохронологическое подразделение; 2) геохронологическое подразделение, основанное на широко распространенных органических циклах; 3) палеонтология (особенно строматолиты); 4) следы необратимых направлений эволюции атмосферы, гидросферы и литосферы; 5) спорадические кратковременные события, такие, как оледенения; 6) подразделение, основанное на стратотипических разрезах (так же, как и для фанерозоя). Все эти способы и некоторые другие, например использование кривых миграции палеомагнитных полюсов, в какой-то степени опираются на изотопные датировки. В настоящей статье комплексно использована большая часть перечисленных выше методов, особенно 2, 4, 5 и 6.

Канадский щит принят как эталон для сравнения с другими североатлантическими континентами. Архейские регионы этого щита характеризуются развитием зеленокаменных поясов, мощных серий вулкаников, с которыми ассоциируют осадочные породы турбидитового типа. В подчиненных количествах присутствуют также флювиальные осадки, железорудные формации, карбонатные породы. Некоторые исследователи постулируют присутствие сиалического фундамента, более древнего, чем зеленокаменные пояса. Для нижнепротерозойских комплексов (афебий или гурон-анимики) характерны пиритовые или ураненосные конгломераты, тиллиты, мощные толщи кварцитов (с красноцветными пачками в верхнем гуроне), железорудные формации (типа формации оз. Верхнего) и широкое развитие карбонатных

пород со строматолитами. Средний протерозой (хеликий) представлен в большинстве областей континентальными флювиальными, обычно красноцветными фациями и вулканогенными толщами с небольшим количеством мелководных карбонатных пород.

Общая корреляция архейских, ниже- и среднепротерозойских разрезов Канадского щита, южной Гренландии и Скандинавии может быть проведена достаточно уверенно. Но при попытке корреляции пород докембрия в пределах всей Западной Европы возникают большие трудности, так как здесь широко сказалось воздействие более молодых орогенических событий. Отдельные ранне- и среднепротерозойские радиометрические датировки были получены для западной части Армориканского массива во Франции; древние докембрийские породы, вероятно, присутствуют и на юго-западе Ирландии.

Подразделение и корреляция пород докембрия Марокканского Анти-Атласа затруднены герцинским омоложением. Присутствие архея установлено в Кордосе и, вероятно, в области Зенага. К афебию (аналогу гурона-анимики), возможно, принадлежат комплекс ультраосновных и основных пород, глиноземистых сланцев и гнейсов и железорудные формации Бу-Ассера - Эль-Граара. Серия ультраосновных и основных пород, быть может, отвечает офиолитовой ассоциации, представляющей собой переработанную океаническую кору. Сходный комплекс пород развит в Мавритании (серии Акжухт и Гадель), где аллохтонные железорудные формации датированы цифрами порядка 1,7 млрд. лет. Считают, что марокканский разрез несогласно перекрыт толщей кварцитов и строматолитовых карбонатных пород, пронизанной sillами диабазов. Эти породы (Р II), возможно, принадлежат к среднему протерозою; считают, что они были охвачены орогенией около 1,3 млрд. лет назад. Несогласно залегающий выше мощный комплекс вулканических, пирокластических и грубобломочных пород (Р II-III) включает также породы ледникового происхождения. Как этот комплекс, так и подстилающий (Р II) обнаруживают значительную фациальную изменчивость (глубоководность возрастает обычно с юга на север), что связано с мощной зоной разломов широтного простирания. Возраст комплекса Р II-III трудно определить из-за большого разброса радиометрических дат. Он может быть древнее 1,0 млрд. лет; в этом случае ледниковые породы, заключенные в нем, не находят аналогов в других регионах. Если бы был доказан более молодой возраст комплекса Р II-III (моложе 1,0 млрд. лет), то ледниковые отложения могли бы оказаться эквивалентами аналогичных образований, известных в верхнем докембрии Скандинавии, Шотландии и других районов.

Докембрий Марокко и Канады обнаруживает много сходных черт, но окончательная их корреляция, особенно в областях, охваченных более молодыми орогеническими событиями, станет возможной лишь после проведения более детальных геологических, палеонтологических и радиометрических исследований.

ABSTRACT

There is no international agreement on principles of subdivision or correlation of Precambrian rocks. Among the techniques commonly used are the following: 1) arbitrary subdivision of time, 2) time subdivision based on widespread orogenic cycles, 3) paleontology (especially stromatolites), 4) unidirectional trends in evolution of atmosphere, hydrosphere and lithosphere, 5) sporadic short-lived events such as glaciations, 6) classification based on stratotypes in suitable areas (same principles as used in the Phanerozoic). All of these techniques, and others, such as use of paleomagnetic polar wander curves, are based, to some extent, on isotopic age determinations. In this paper a combination of most of these techniques has been used, with special emphasis on 2, 4, 5 and 6.

The Canadian Shield is taken as the type example for purposes of comparison with the other North Atlantic continents. The Archean regions of the Shield are characterized by development of greenstone belts, thick piles of volcanics with associated sedimentary rocks of turbidite type. Subordinate fluvial sediments, iron-formation and carbonate rocks are also present. A pre-greenstone belt sialic basement is postulated by some. Lower Proterozoic (Aphebian or Huronian-Animikic) assemblages are characterized by pyritic and uraniferous conglomerates, tillites, thick quartzites (with red beds in the Upper Huronian), iron formations of Superior type, and widespread development of stromatolitic carbonates. The Middle Proterozoic (Helikian) is composed, in most areas, of continental fluvial facies (commonly red) and volcanic sequences, together with some shallow-water carbonates.

Large scale correlations of Archean, Lower and Middle Proterozoic sequences of the Canadian Shield, South Greenland, Scotland and Scandinavia may be carried out with some certainty. However, great problems exist in attempts at correlation of Precambrian rocks through western Europe, where the effects of younger orogenic episodes are widespread. Some Early and Middle Precambrian radiometric dates have been obtained from rocks of the western part of the Armo-

rican Massif in France and ancient Precambrian rocks may also exist in S.E.Ireland.

Subdivision and correlation of the Precambrian of the Anti-Atlas of Morocco is difficult because of the Hercynian rejuvenation. Archean rocks have been recognised in the Kerdous Inlier and possibly in the Zenaga region. Possible Aphebian sequences (Huronian-Animikie equivalents) include the Bou Azzer - El Graara ultramafic-mafic complex, aluminous schists and gneisses and iron-formation. The ultramafic-mafic sequence may be an ophiolite suite representing obducted oceanic lithosphere. A similar rock association occurs in Mauritania (Série d'Akjoujt, Série de Gadel), where allochthonous iron-formation has been tentatively dated at about 1.7 b.y. The Moroccan sequence is thought to be unconformably overlain by a sequence of quartzites and stromatolitic carbonates, intruded by diabase sills. These rocks (PII) may be of Middle Proterozoic age (Paleohelikian), and are considered to have been affected by orogeny about 1.3 b.y. ago. The unconformably overlying thick succession of volcanics, pyroclastics and coarse clastic rocks (PII-III) includes glaciogenic rocks. Both these rocks and the underlying PII sequence show strong facies changes (generally deepening to the north) related to a major easterly-trending fault zone. Because of a wide scatter in radiometric age determinations the age of the PII-III is difficult to determine. These rocks may be older than 1.0 b.y., in which case the glaciogenic rocks have no proven equivalents elsewhere. Alternatively, if the PII-III should prove to be younger than 1.0 b.y., then the glacial deposits may be equivalent to those reported from the Upper Precambrian of Scandinavia, Scotland and other places.

There are many similarities between the Moroccan and Canadian Precambrian but before definitive correlations can be attempted, especially in areas affected by younger orogenic episodes, more detailed geological, paleontological and radiometric studies are required.

INTRODUCTION

Large scale correlations of Precambrian stratigraphic units are particularly difficult because there is no internationally accepted paleontological subdivision, in spite of considerable advances in such work, especially in the U.S.S.R., Australia and N.W.Africa. Equally problematic is the interpretation of age data based on isotopic analyses. However, at present, virtually all Precambrian

correlations are based, to some extent, on such isotopic data.

Recently there have been several papers discussing principles of classification of Precambrian rocks. Some favour classification based on an arbitrary set of uniformly spaced subdivisions of "absolute" time, into which the rocks could be placed as their ages are definitively ascertained (Goldich, 1968). Others have suggested that subdivision might be based on the apparent clustering of radiometric ages related to widespread orogenic episodes or chelogenic cycles (Sutton, 1963). This type of subdivision relies heavily on concepts of crustal evolution, the dates merely providing a calibration of geologic events. Rankama (1970₁) Semikhatov (1972) and Hedberg (1974) favoured retention of the same principles as those used for Phanerozoic rocks; a classification based on stratotypes in suitable areas.

The possibility of unidirectional evolutionary trends in the history of the lithosphere, hydrosphere, biosphere and atmosphere (Cloud, 1968; Roscoe, 1973; Young, 1973) may provide additional criteria, in the rocks themselves, whereby approximate time correlations of Precambrian rocks may be carried out. For example, Roscoe (1973) suggested that lithologic differences between the lower and upper Huronian rocks of the north shore of Lake Huron in Canada might be interpreted in terms of a change in atmospheric composition. He proposed that free oxygen was scarce during deposition of the drabcoloured, pyrite-rich clastic rocks of the Lower Huronian and that it was more abundant at the time of deposition of the upper Huronian rocks, which are commonly red and hematitic. The name "oxyatmoverison" was suggested by Roscoe for this potentially important event. He also proposed that the time of this change might be taken as the Archean-Proterozoic boundary on the grounds that it is much more precisely dated than the unconformity between the rocks of the Superior craton and the overlying Huronian. Problems in definition of this fundamental boundary are shown in Fig. 1. Rankama (1970₂) pointed out that estimates of the age of the Archean-Proterozoic boundary range from about 3.0 b.y. to 1.7 b.y. It has also been suggested (Cloud, 1968, 1973) that the extensive early Proterozoic Superior-type iron-formations might be used as time markers.

In addition to these effects of unidirectional evolutionary trends, perhaps some unusual, sporadic and relatively short-lived events, such as glaciation, might also be used as approximate time markers for Precambrian successions (Young, 1973). Glacial deposits of early Proterozoic age appear to be fairly widespread in North America but are not well documented elsewhere, with the possible

exception of South Africa (Visser, 1971) and Australia (Williams, 1972).

Apparent paleomagnetic wandering curves such as those produced by Spall (1971) and Irving et al (1974) may eventually provide an additional means of dating Precambrian rocks. However, at present, much of the paleomagnetic data is inconclusive and contradictory.

THE CANADIAN SHIELD

Archean rocks, stabilised during the Kenoran orogeny, are preserved in two major areas of the Canadian Shield; the Superior and Slave structural provinces (Fig. 2). There are also small areas of Archean rock on the east coast of Labrador. The Labrador rocks are important in establishment of correlation with the Precambrian of Southern Greenland.

The typical Archean rocks of the Canadian Shield include both supracrustal and plutonic rocks. The supracrustal suites are generally thick and include important volcanic sequences, differentiated into one or several mafic-felsic cycles exhibiting tholeiitic and calcalkaline trends. These are associated with sedimentary rocks of turbidite type, some of which contain calc-silicate nodules (Peetjohn, 1940). In many areas sedimentation is considered to be contemporaneous with volcanism. In addition to the well known immature sedimentary rocks there are also subordinate, but important, rocks of subaerial type (fluvial sandstones and conglomerates such as the Timiskaming facies of the Abitibi belt and the Jackson Lake Formation of the Yellowknife area). Both exhalative and organosedimentary carbonates (stromatolitic rocks) form a small part of the sedimentary succession of the Slave Province (Henderson, 1975). Iron-formation also makes up a portion of the supracrustal rocks. In 1975 Shagelski proposed a genetic relationship between volcanism and the iron-formations; the sulphide-facies is considered to represent a proximal facies and the oxide-facies is generally more distal.

In most areas the supracrustal assemblages of the greenstone belts are intruded by large, generally dome-shaped, granitoid masses that have yielded Kenoran (ca. 2.5 b.y.) ages. In some regions (e.g. Pikwitonei province in the northwest part of the Superior province) it has been suggested that there is a basement of granulite facies rocks older than the typical greenstone belt assemblage. Similar claims of pre-greenstone sialic basement have been made in the Slave Province (Henderson, 1975). Baragar and McClynn (1975), on the bases of unconformities beneath greenstone assemblages, "granitic"

clastic components in the supracrustal sedimentary rocks and the occurrence of older radiometric ages ($> 2,900$ m.y.) from granitic rocks surrounding the greenstone belts, suggested that there was an earlier sialic crust in the Canadian Shield.

In addition to these major areas of Archean rocks that were cratonized about 2.5 b.y. ago, there are probably large regions of remobilized Archean in the younger Churchill and Grenville provinces.

The Apehbian (Fig. 1) rocks of the Canadian Shield generally occur in larger and longer troughs than their Archean counterparts (Figs. 2 and 3). The type area for lower Apehbian sedimentary rocks is the Great Lakes region where the Huronian-Animikie succession occurs. These rocks are older than 2.1 b.y. (the age of the intrusive Nipissing diabase) and lie unconformably on the Archean. The basal part of the Huronian is typified by drab colours and contains the world-famous uraniferous and pyrite-rich quartz pebble conglomerates of the Elliot Lake area. The upper Huronian includes red (hematic) sandstones and mudstones. This difference has been interpreted as indicating the advent of oxygen into the Earth's atmosphere (Roscoe, 1973). The greater part of the Huronian succession is characterised by the cyclical repetition of mixtite (tillite) followed by silty argillaceous rocks and capped by cross bedded quartzites, some of which show chemical depletion and are highly aluminous (Young, 1973). This cycle is repeated at least three times and may reflect advance and retreat of continental glaciers. However deposition of this thick sequence of sedimentary rocks (ca. 12,000 m) appears to have been controlled to some extent by faulting along the basin margins.

The Huronian rocks were deposited in what appears to have been an ensialic trough, fault bounded on its northern margin. The southern margin is not known because of the presence of Paleozoic cover rocks. The clastic fill appears to have been derived essentially from the north.

The upper Huronian rocks include widespread stromatolitic carbonates and shallow-water iron-formations of Superior-type. Most of these sediments appear to have been deposited in fault bounded troughs within a continental crust. Their depositional and subsequent tectonic history is comparatively simple. However Hoffman (1969) described a complex stratigraphic and sedimentologic history for the lower Proterozoic rocks of the Coronation geosyncline in the northwestern part of the Canadian Shield (Fig. 2). Hoffman et al. (1974) interpreted this region as possibly indicating oceanic opening and closure comparable to the cycle inferred to have been

the cause of the Appalachian-Caledonian orogen (Dewey and Bird, 1970; Church and Stevens (1971). However no ophiolites (obducted oceanic lithosphere), comparable to those of the Phanerozoic, are known from the Canadian Shield.

Most of the Helikian (approx. 1.6 - 0.9 b.y. old) rocks of the Canadian Shield are of continental type; red fluvial clastics, commonly overlain by orthoquartzites and shallow marine carbonates. Volcanics are also important in many of these sequences (Donaldson, 1973). Donaldson (1973) suggested a generally westerly flow of paleocurrents in the western part of the Canadian Shield with deepening into a marine trough in the region of Belt-Purcell deposition in the North American Cordillera. Helikian rocks are also thought to be present in several areas of the Grenville Province (Wynne-Edwards, 1972). The thick volcanics and coarse continental clastics of the Lake Superior region (Keweenaw) are considered to be Neohelikian. The Keweenaw deposits are probably the result of infilling of a large continental rift. On the north shore of Lake Superior the Keweenaw volcanics unconformably overlie a Paleohelikian red-bed assemblage called the Sibley Group.

GREENLAND

Wegmann (1938) proposed the existence of two Precambrian orogenic episodes in southwest Greenland. These he called the Ketilidian and the pre-Ketilidian. He also suggested that continuation of the dominantly N.E. - S.W. trending Ketilidian fold belt might be found in the eastern part of the Canadian Shield. Recently some of the Precambrian rocks of Greenland have been shown to be very old. Dates of 3.75 b.y. were obtained from iron-formation and banded gneiss of the Isua region. Recent comparisons with eastern Labrador, Canada (Bridgewater et al., 1975) suggest an equally complex history and great age for the Canadian rocks. By comparison with the Archean of the Superior Province, the Greenland rocks appear to have a higher proportion of high grade granulite and amphibolite facies rocks. However, the pre-Ketilidian basement includes some infolded remnants of volcanic and sedimentary rocks.

North of the Archean block there is a younger (Hudsonian?) orogen (Fig. 4) that appears to be composed largely of reworked Archean rocks. To the south is the Ketilidian mobile belt that, in part at least, involves supracrustal rocks (Aphebian) of the Vallen and Sortis Groups (Allaart et al., 1969). These rocks may have been deposited in small (isolated?) basins, south of the Archean craton

(Higgins, Bondesen, 1966). They were deformed and intruded by plutonic rocks during the Ketilidian orogeny. The main phase of plutonism appears to have been about 1.8 b.y. ago, followed by Rapakivi granites, at about 1.5 b.y., of the Sanerutian phase (Allart et al., 1969), Knight (1974) postulated correlation of the Ketilidian supracrustals with sedimentary and volcanic rocks of eastern Labrador (Ramah, Mugford and Snyder Groups).

The Gardar sandstones and volcanics of southern Greenland appear to have been laid down between 1500 and 1275 m.y. ago. They may correlate with the Helikian Sims Formation and Seal Lake group of the eastern Canadian Shield.

SCOTLAND

The older Precambrian rocks of northwest Scotland (Lewisian) are among the best known in the world. Recent interpretations have favoured the idea of three major orogenic episodes; the Scourian (2,600 - 2460 m.y.), Inverian (2,200 - 2,000 m.y.) and Laxfordian (1,600 - 1,300 m.y.). There are many similarities between the Precambrian geological history of this area and that of the Greenland-Canadian Shield. In Scotland the oldest rocks are pyroxene granulite and other high grade metamorphic rocks affected by the Scourian orogeny. A supracrustal sequence with many similarities to the Huronian-Animikie sequence of the Great Lakes of Canada (Loch Maree Series) may have been deposited on the Scourian basement (Bowes, 1968), intruded by diabases (the Scourie-Assynt dykes) emplaced before 2.19 b.y. ago (Evans, Tarney, 1964) and later affected by the Laxfordian metamorphism. Areas both to the north and south of the ancient Scourian block (Park, 1973) are strongly affected by this younger orogenic episode, in a fashion similar to the Nagssugtoqidian and Ketilidian, north and south respectively, of the large Archean block of south-central Greenland (Fig. 4).

The Lewisian rocks are overlain unconformably by the Torridonian Series (ca. 1.0 b.y.). The Moine Series is thought to be correlative with the Torridonian, but the former is affected by Caledonian and earlier folding and metamorphism. Pegmatites in the Moine have been dated at about 740 m.y. (Giletti et al., 1961). This has been interpreted by Bowes (1968) to indicate that the Moine was affected by a pre-Caledonian orogeny that he called the Knoydartian. The Dalradian sequence was deposited between 700 m.y. and 650 m.y. ago. It includes a thick succession of glacial deposits (Spencer, 1971) that may be correlated with similar rocks in other parts of Europe.

SCANDINAVIA

The Precambrian rocks of Scandinavia have a long and complex history. For purposes of this discussion emphasis is placed on the relatively well understood Finnish Precambrian. In northern Finland there are Archean rocks comparable to those of the Canadian and other shields. Mica schists and gneisses of southern Finland (Svionian of Sederholm, 1899) were considered to be the oldest rocks of that region. These are overlain by the "Bothnian Formation" (now called Svecofennian) which includes volcanic and pyroclastic rocks, conglomerates and excellently preserved turbidites of the Tampere region of south-central Finland (Simonen, 1953). The Svecofennian rocks have a roughly easterly strike and may be traced westwards into central Sweden (Magnusson, 1965). In Finland the Svecofennian rocks are intruded by the Central Finnish Pluton which has provided dates of about 1,8 b.y. (Eskola, 1963). These "eugeosynclinal" rocks are now considered to be a deeperwater equivalent of the Karelian assemblage of eastern Finland and Russian Karelia.

The Karelian begins with conglomerates, some of which have a tillite-like character (Eskola, 1963). However, because of their restricted occurrence in what were interpreted as valley-fillings, they were interpreted by Eskola as fluvial deposits. They are overlain by thick quartzites, some of which are remarkably pure and show evidence of extreme chemical weathering. These quartzites contain kaolinite and metamorphic derivatives such as kyanite and andalusite. These aluminous quartzites are strongly reminiscent of the upper Huronian Lorrain Formation and possible equivalents elsewhere in North America (Young, 1973). In some places uranium mineralisation occurs at the base of the Karelian quartzites (Eskola, 1963, p.169).

The Karelian quartzites were apparently derived from the north-east (Ojakangas, 1965), but, farther east, in Soviet Karelia, Negrutza (1965) considered the Jatulian quartzites (equivalent to the Karelian) to have been deposited on a pre-Karelian sialic basement in a number of isolated northwesterly-trending troughs, the position and sedimentary history of which were controlled by contemporaneous faulting.

The basement gneisses of the Karelian zone were dated at 2.5 b.y. (Kouvo, 1958) and possible ages of up to 2.8 b.y. were suggested by Kouvo and Tilton (1966). They also reported dates of 1.8 b.y. for granites intrusive into the Karelian supracrustals. Diabases des-

cribed by Saako (1971) as being intrusive into the Karelian quartzites, have provided a Rb-Sr age of 2,1 b.y. This age is comparable to that obtained from the Nipissing diabase of Ontario. The Finnish diabasites may thus provide evidence for eastward extension of the 2.1 b.y. diabase swarm considered by Payne et al. (1964) to have been formerly continuous from the west coast of Hudson Bay, through Ungava to Greenland and Scotland. Continuity of this dyke swarm was used by these authors as one line of evidence in support of continental drift in the North Atlantic region.

Following intrusion of the post-tectonic Rapakivi granites (about 1,700 m.y. ago) there was a period of continental vulcanism and sedimentation. The red arkoses and quartzitic sandstones and siltstones of the Jotnian were deposited at this time. In Finland these rocks are preserved in grabens. The finer grained sedimentary rocks have been dated at 1,280 m.y. and 1310 m.y. as shown by Simonen in 1960. Similar rocks of similar age (Dala sandstones and equivalents) occur in Sweden (Magnusson, 1965). However the fact that they are intruded by rocks similar to the Rapakivi granites may indicate that some of the Dala rocks are older (> 1,65 b.y.).

There is a striking similarity between the middle Proterozoic sequences of Scandinavia, the Gardar supracrustal sequence of southern Greenland and the Paleohelikian of the Canadian Shield. With the exception of possible deeper-water sedimentary rocks of the Cordillera of western North America this period appears to be typified by development of fluvial and shallow marine sediments of continental or shallow platform type.

CONTINENTAL EUROPE

The older Precambrian is relatively poorly known in continental Europe, due to the masking effects of multiple and complex Phanerozoic orogenies and because of the presence of cover rocks. On the island of Guernsey in the Channel Islands (Roach et al., 1972) the Pentevrian, which forms part of the Armorican Massif of northwestern France, has been dated at 2,620 m.y. (the Icartian event). There was a rejuvenation at about 1,960 m.y. (the Lihouan event), followed by another at about 1,100-900 m.y. ago, obtained from Pentevrian gneisses of the St. Brieuc and St. Malo areas of mainland France.

The Late Precambrian orogeny that led to deformation and metamorphism of the Upper Precambrian Brioverian succession, prior to deposition of the Lower Paleozoic rocks, is known as the Cadomian. Some authors (Cogné, 1962; Graindor, 1964) envisage two phases of orogeny. The first, "Constantin Phase", pre-dates deposition of the Upper

Brioverian tillitic (?) conglomerates and associated deposits. Dates of the order of 690 m.y. to 600 m.y. were obtained by Leutwei (1968) from Lower and Middle Brioverian supracrustals. On this basis the Upper Brioverian tillite(?) -bearing Granville Series would be uppermost Precambrian. Other workers (Bradshaw et al., 1967; Roach et al., 1972) suggested that all the major deformation events of the Cadomian orogeny took place later than Upper Brioverian sedimentation and that therefore Brioverian deposition was completed before 700 m.y. ago. The Cadomian orogeny is considered by Roach et al. (1972) to span the time period from 700 m.y. to 590 m.y. ago.

Wright (1969) considered the Precambrian rocks of England and Wales to have undergone folding and major metamorphism during the period 700 m.y. to 600 m.y. ago. He named these events the Celtic orogeny. However, Crimes and Dhonau (1967) considered that the Precambrian rocks of southeast Ireland included a basement complex older than the Late Precambrian supracrustals. Baker (1971) likewise suggested a history going back at least as far as Lower and middle Proterozoic for these small inliers, but as yet there are no definitive radiometric age determinations in support of these ideas.

It has been suggested (Choubert, Faure-Muret, 1974) that older Precambrian rocks occur in Spain. For example the conglomerates and porphyries of the Olla de Sapo are considered by them to be older than 1,000 m.y. Likewise the quartzites and conglomerates with quartzite fragments of the Sierra de Santos Massif were suggested by them to be older than 1,300 m.y. However, there are great difficulties in recognising and dating older Precambrian rocks in these regions of southern Europe.

MOROCCO²

Precambrian rocks are well exposed in a series of inliers in the Anti-Atlas Mountains of southern Morocco. The inliers are overlain by cover rocks ranging in age from upper Precambrian to Lower and

² Most of this section of the paper was written by, and consequently reflects the opinions of, G.C. and A.F.-M. While there is no major disagreement among the authors, G.M.Y. and W.R.C. would support a less positive statement as to the age assignment of certain units in the Anti-Atlas region. In particular they have some reservations concerning the age of the ophiolite complex of the Bouazzerides, the glaciogenic(,) deposits assigned in this section to the Neohelikian and consequently the ages of the overlying units.

Middle Cambrian. The Anti-Atlas region has a very complex history. There were strong thermal effects in this area during both the Pan-African (700-550 m.y.) and Caledonian (450-400 m.y.) orogenies. It also underwent Hercynian deformation which caused folding of the upper Precambrian and Cambrian rocks and also affected the underlying rocks. These events resulted in extreme rejuvenation of the entire Anti-Atlas fold belt. Regions such as the Anti-Atlas may be contrasted with cratonic areas like the Canadian-Greenland shield, which were stabilized at a relatively early stage in their geological development. The Anti-Atlas, with its juxtaposed and superimposed Precambrian and younger orogens, is a prime example of a complex remobilised zone. Detailed studies of this large region have been carried out for many years. Comprehensive reports were made by Choubert (1963) and by Choubert and Faure-Muret (1970).

Before describing the various Precambrian units of the Anti-Atlas the following important facts are presented:

1. The cover rocks. The rocks that overlay the folded Precambrian have been folded only during the Hercynian events. The lower age limit of the cover rocks is relatively well established, for they rest on a erosional surface (peneplain) that is widely developed throughout western Africa, and which has been dated in Mauritania, Senegal and Mali, at about 1000 m.y. This erosional surface is overlain by the rocks of the Taoudeni and Tindouf basins. In the Anti-Atlas it developed later than the last major Precambrian fold event, that which produced the Marocanides, and is present to some extent in all the Precambrian inliers. It is inferred that the erosional surface that developed about 1000 m.y. ago separates all the folded Precambrian rocks from the cover rocks. The oldest cover rocks (upper Precambrian) are accordingly considered to be younger than 1000 m.y. Radiometric ages younger than 1000 m.y. obtained from rocks of the folded sequences must therefore be rejuvenated.

2. The "série lie de vin". The cover rocks comprise: a) molassic deposits and volcanics of the P III, b) the thick dolomites of the Adoudounian, c) the regressive sequence known as the serie lie de vin, and d) a very complete lower Cambrian sequence containing at least 9 trilobite zones. The série lie de vin immediately underlies the Lower Cambrian and has been compared to the Vendian of the U.S.S.R. This similarity is strengthened by the discovery of stromatolites of the group Linella by Schmitt and Monniger (1975) and also by Choubert and Faure-Muret. These are characteristic of the Vendian. They are presently being studied in detail by M.A.Semikha-

to. The Vendian includes deposits of the Eocambrian glaciation (usually considered to have taken place between 650 m.y. and 620 m.y. ago). In the U.S.S.R. Vendian stromatolites are considered to characterize the period from 680 m.y. to 600 m.y. ago. It is concluded that deposition of the serie lie de vin, which is semi-marine in the west and continental in the east, was initiated during a glacio-eustatic regression related to the Eocambrian glaciation and dated at about 650 m.y. The succeeding history of the Anti-Atlas region was characterized by gradual marine transgression before the appearance of the first trilobites of the Lower Cambrian.

The Pan-African thermo-tectonic events (Kennedy, 1964) began about 700 m.y. ago and lasted till about 550 m.y. ago. The serie lie de vin is neither folded nor metamorphosed, so that the Pan-African orogeny does not exist in the Anti-Atlas. The common Pan-African isotopic dates obtained from this region are due to thermal effects propagated initially from major fault zones, but eventually affecting the whole area.

3. The major Anti-Atlas fault. The Anti-Atlas region is divided in two by the major Anti-Atlas fault. There are two distinctly different zones. To the south there is an Archean craton (the northern margin of the west African craton). This region is occupied by the Berberides - an Archean orogen dating from about 2600 m.y. To the north lies the true mobile zone of the Anti-Atlas, characterized by juxtaposition and superposition of three Proterozoic fold belts; 1) the Bouazzerides, equivalent to the Karelian of Scandinavia and the Hudsonian of Canada (about 2000 m.y. to 1850 m.y. old), 2) the Anti-Atlasides, which can be considered as equivalent to the Elsonian of Canada or the Kibaran of central Africa (1400-1300 m.y.) and 3) the Marocanides which involve rocks equivalent to the Nechelikian of Canada (> 1000 m.y. old). This last fold belt was formed immediately before the period of peneplanation of west Africa described above.

Berberides. Rocks considered to be Archean (P I) outcrop both in the western part of the Anti-Atlas (Kerdous massif) and in the central Anti-Atlas (Zenaga region). Location of these inliers and others mentioned in the text is shown in Fig. 5. In the Kerdous massif, schists, schistose greywacke and fine-grained, polyphase-deformed sandstones are cut by migmatitic granites. These rocks have undergone retragrade metamorphism and give ages (Rb-Sr isochrons) ranging from 1950 m.y. to 1650 m.y. However, some relict ages of about 2600 m.y. have also been obtained.

In the Plain of Zenaga, both the original metamorphism and sub-

sequent retrograde effects took place at greater depths. Both mica schists and gneisses show evidence of retrograde metamorphism under mesozonal conditions so that granites, which are also associated with migmatites in this region, have only yielded ages (isochrons) of about 1850 m.y. Choubert et al. (1974) and Choubert and Faure-Muret (1974) considered both of these sequences to be Archean (about 2600 m.y. old) and to have undergone retrograde metamorphism about 1950 m.y., 1850 m.y. or 1650 m.y. ago. These sequences contain similar rock types and include some horizons characterized by the presence of calc-silicate nodules similar to those described by Pettijohn (1940) from the Archean of Canada.

Bouazzerides. Rocks closely similar to the Aphebian (Huronian - Animikie) of the Great Lakes region of Canada are not known in the Anti-Atlas. However, Choubert and Faure-Muret (1970, 1974) considered the rocks of the P II¹ (or P I-II) of Bou Azzer - El Graara to be Aphebian equivalents. These rocks include iron-formation, limestone, pyrophyllite-bearing quartzites, chlorite schists, acid and basic volcanics and an ultramafic complex. To the east, in the Siroua massif (N'Kob), in addition to the ultramafic rocks and associated volcanics, there are andalusite schists and cordierite gneisses. These units, which are known only north of the major fault, lie unconformably on the Archean of El Graara (Choubert, Faure-Muret, 1974) and are in turn overlain unconformably by the P II² in the N'Kob area.

The P II¹ is dated in the following way. In the eastern part of the El Graara region chlorite schists are intruded by small leucogranite bodies which are unfortunately very altered. Another massif of light-coloured granite is present a little farther to the west, on the margins of the greenstones of the ophiolitic assemblage. Still farther west, in the Archean of the Plain of Zenaga, leucocratic alkali-granites (Tazenakht granite) are common and give a slightly rejuvenated age of 1750 m.y. (Rb-Sr isochron) and of 1830 m.y. (K-Ar) on pegmatites that cut the granites. More realistic ages (1950 m.y.) have been obtained from other alkali-granites that cut the Archean rocks of the Kerdous massif (e.g. the Tahala granite). The Tahala granite differs markedly from the Archean granites in that it is clearly intrusive and is not metamorphosed. It is considered to be a true Aphebian granite (P II¹) similar to the leucogranites described above. Similar granites are also present in other Precambrian massifs and inliers of the region.

The serpentinites and basic volcanics associated with the ultramafic assemblage also pose problems. Church (1974) suggested that

these rocks to comprise an allochthonous ophiolite representing ancient oceanic crust. He also pointed out that the age of these rocks is poorly known and that they might range from Aphebian to upper Proterozoic (Hadrynian).

Choubert and Faure-Muret are of the opinion that the ophiolite complexes of E.L.Graara, Bou Azzer and Siroua represent the roots of ancient ophiolites that were overthrust towards the south, onto the Archean craton (based on the preserved synclinal keel of ultramafics south of Ait Ahmane). These vertical ultramafic root zones closely follow the major fault zone of the Anti-Atlas which is thought to be an ancient east-west-trending rift zone that transected the Archean craton. This rift is considered to have first opened in early Aphebian time. It was closed during the Bouazzeride orogeny, at which time the assemblage of volcanics and other basic rocks (ocean floor material formed by opening of the rift) were folded and thrust towards the south. However, subsequent erosion has removed virtually all evidence of this thrust zone except for its roots. This period of erosion must have lasted at least 200 m.y., from 1950-1850 m.y. to 1650 m.y. (see below).

Up to the present, only rejuvenated ages have been obtained from the rocks of the Bouazzerides at El Graara. These dates are mainly Hadrynian and correspond to movements on the major Anti-Atlas fault; 602 m.y. from schists of the P II² (Clauer, 1974) and 661±60 m.y. on neighbouring Archean augen gneisses (Rb/Sr isochron obtained at the Rabat laboratory).

Rocks comparable to those of the Bouazzerides are present in Mauritania (série d'Akjoujt; série de Gadel). Apart from a preliminary date of 1700 m.y. on allochthonous iron-formation of the Kediat Ijil region near Port Gouraud (Sougy, 1974) the age of these rocks is unknown.

Antiatlasesides. The P II² (or P II) of the Anti-Atlas region begins with limestones that contain stromatolites and oncolites. These are overlain by a thick quartzite sequence, basic volcanics and a thick unit of dark schist and flyschoid rocks.

The major Anti-Atlas fault also played an important part in deposition of the rocks of the P II². This is indicated by important facies changes from south to north. To the south the rocks are typical epicontinental platform deposits, whereas, to the north, there is evidence of deeper water sedimentation. There are no granites associated with the Antiatlasesides but there was strong development of diabases, which in some cases intrude the quartzites. The absence of granites (except for the quartz diorites of Bou Azzer and El

Graara, which yield rejuvenated ages) makes dating of the Antiatlases extremely difficult. The age of the beginning of this sedimentary cycle is indicated by the stromatolites that are present. In particular Gala iskuskanica Krylov, according to Krylov (1975) indicates an age of 1600 to 1650 m.y. The age of the subsequent orogeny is about 1400 m.y. according to a Pb date from the stromatolitic and oncolitic limestones (Tugarinov, pers. commun.). Formation of this fold belt is thus considered to be comparable with the Elsonian event of Canada or the Kibaran of Central Africa.

Schenk (1971) suggested correlation between the P II of Morocco and the Greenhead Group of New Brunswick. However Hofmann (1974), on the basis of study of stromatolites in the Greenhead Group, proposed a Middle Riphean or Neohelikian age (about 900-1000 m.y.). These rocks would thus be more closely comparable to those of the younger Marocanides.

The rocks of the P II² might perhaps be correlated with the Wakeham Bay Group in the Grenville Province of Quebec. These are mainly quartzites cut by numerous diabase sills. They were assigned by Wynne-Edwards to the Paleohelikian (older than 1300 m.y.).

Marocanides. This is the last Proterozoic (Neohelikian) orogen, made up of folded rocks belonging to the P II³ (or P II-III). They constitute a thick succession of volcanics and pyroclastics associated with rocks of molassic character (conglomerates, sandstones and mudstones).

The major Anti-Atlas fault continued to play an important role in controlling north-south facies changes in both sedimentary and volcanic rocks. Thus, to the south of the fault, epicontinental (Anzi-Tanalt basin) and continental (Irhern region) deposits were developed. In contrast there is to the north, an east-west trending geosynclinal zone (from Siroua to Sarho).

Unusual facies present in the Marocanides include rocks of glacial aspect (mixtites, or tillites together with laminated siltstone-mudstone sequences containing isolated clasts that appear to have been ice-transported). Cherts are also present, associated with immature sandstones and reworked tuffs.

In spite of the presence of abundant and extensive granitic rocks in the geosynclinal parts of this fold belt, radiometric dating has been extremely difficult. Rb/Sr isochrons obtained at Rabat by D. Tisserant gave rejuvenated ages of 679⁺³⁴ m.y. for calc-alkaline granites and 586⁺³⁵ m.y. for a leucocratic alkaline facies of the same intrusive phase. Among the 40 age determinations carried out, there are 4 relict ages (10%) from the Id ou Illoun and Asdremt

massifs (to the west and east respectively of Siroua). These dates are as follows; 947 ± 50 , 958 ± 50 , 1018 ± 13 , 1214 ± 100 m.y. (assumed initial ratio of $87^{Sr}/86^{Sr} = 0,709$).

As stated above, the important and widespread erosional surface, dated in west Africa and surrounding regions, at about 1000 m.y. was developed on the Marocanides and associated granites. Thus the age of the fold belt is considered to be greater than 1000 m.y.

The glacial deposits (?) of the Marocanides (P II³) merit special mention. In the geological literature concerning tillites there is a deplorable tendency to consider all glaciogenic rocks of upper Proterozoic age as belonging to the "Eocambrian" glaciation which probably took place about 650 m.y. to 620 m.y. ago. It is proposed that there are at least three glacial periods as follows: 1) the "Eocambrian" glaciation, 2) glaciation at about 1000 m.y. ago and 3) a glaciation at about the beginning of the Marocanide cycle (about 1250-1300 m.y. ago). These glacial events are most completely represented in central Africa (Zaire), where the following sequence has been established:

1. The Roan-Mwashia tillites which followed closely on the Kibaran orogeny (1300 m.y. ago).
2. Grand conglomerat of Kundelungu (1000 m.y.).
3. Petit conglomerat of Kundelungu (650 m.y.).

The glaciogenic (?) rocks of the P II³ are probably correlative with the first glacial epoch described above.

The Precambrian of the Anti-Atlas does not appear to contain evidence of the second glaciation. They might be sought among the molassic deposits of the P III. There is some evidence of glaciation in the lower part of the upper Precambrian sequence of the Taoudeni basin. The "Eocambrian" glaciation is thought to be represented in the Anti-Atlas by the série lie de vin described above. It is considered to be correlative with the tillites of the Taoudeni basin described by Trompette in 1974.

Problems involved in correlation of the P II³ (Marocanides), P III and the Aboudounian with similar rocks of eastern Canada are the subject of another paper in this symposium and are not considered here.

CONCLUSIONS

The well exposed and preserved supracrustal rocks of the Canadian Shield appear to record evolution of the Precambrian atmosphere, hydrosphere, biosphere and lithosphere. An example of this evolution is the change in character between the dominantly turbidite-

facies with associated volcanic rocks, typical of the Archean, and the platform facies that are characteristic of much of the Proterozoic. Many of these changes can be matched in Precambrian sequences of south Greenland and on the continents on the east side of the present Atlantic Ocean. Evolution of the Precambrian crust appears to be punctuated by orogenic events which, within the crude limits set by isotopic ages, appear to be contemporaneous over large areas. Attempts to match both orogenic events, and the characteristic supracrustal suites associated with them between North America and North Africa are frustrated by the presence of Phanerozoic orogenic zones between. Initial attempts are promising and as more detailed geological, paleontological and radiometric data become available, more detailed and definitive correlations will be possible.

REFERENCES

- Allaart J.H., Bridgewater D., Henriksen N., 1969. Pre-Quaternary geology of southwest Greenland and its bearing on North Atlantic correlation problems. In: M.Kay (ed.) North Atlantic Geology and Continental Drift. - "Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem.", N 12, 859-882.
- Baker J.W., 1971. The Proterozoic history of southern Britain. - "Proc. Geol. Assoc.", v. 82, 249-266.
- Baragar W.R.A., McGlynn J.C., 1975. An early Archean crust in the Canadian Shield: a review of the evidence. (abst.). In: Geol. Soc. Amer., North-Central section (9th). Abst. with Program., v. 7, p. 717.
- Bowes D.R., 1968. The absolute time scale and the subdivision of Precambrian rocks in Scotland. - "Geol. For. Forhand.", v. 90, 175-188.
- Bradshaw J.D., Renouf J.T., Taylor R.T., 1967. The development of Brioverian structures and Brioverian/Paleozoic relationships in West Finistère, France. - "Geol. Rundschau", v. 56, 567-596.
- Bridgewater D., Collerson K.D., Hurst R.W., Jesseau C.W., 1975. Field characters of the early Precambrian rocks from Saglek, coast of Labrador. - "Geol. Surv. Canada", Paper 75-1, Pt. A, 287-296.
- Bullard Sir E., Everett J.E., Smith C.A., 1965. The fit of the continents around the Atlantic. - "Roy. Soc. Lond. Phil. Trans.", v. 258, 41-52.

- C h o u b e r t G., 1963. Histoire géologique du Précambrien de l'Anti Atlas. Tome 1. - "Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc.", N 162.
- C h o u b e r t G., F a u r e - M u r e t A., 1970. Anti-Atlas occidental et central. Livret guide de l'excursion. Colloque Internat. sur les corrélations du Précambrien. Agadir-Rabat, Mai, 1970. - "Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc", N 229.
- C h o u b e r t G., F a u r e - M u r e t A., 1974. Essai de corrélation de terrains précambriens et de chaînes précambriennes du Maroc, de la Péninsule Ibérique, de l'Amérique du Nord, d'Armorique. Réunion Janv. 1974. Trav. Labo. Geol. d'Afrique, N 2. Inst. Sci. de la Terre, Univ. Paris Sud, Orsay.
- 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 H., 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), 2095-2098.
- C h u r c h W.R., 1974. CNRS mission to the EL Graara and Kerdous inliers of the Anti-Atlas region of Morocco, April 11-17, 1974. Unpub. ms.
- C h u r c h W.R., S t e v e n s R.K., 1971. Early Paleozoic ophiolite complexes of the Newfoundland Appalachians as mantle-oceanic crust sequences. - "J. Geophys. Res.", v. 76, 1460-1466.
- 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. - "Geoscience Canada", v. 1, 48-51.
- C l a u e r H., 1973. Etude par la méthode Rb/Sr des sédiments faiblement métamorphique - le Précambrien II de la boutonnière de Bou Azzer- El Graara (Anti-Atlas). Le Coll. Europ. Geochron. Oxford.
- C l o u d P.E., 1968. Atmospheric and hydrospheric evolution on the primitive earth. - "Science", v. 160, 729-736.
- C l o u d P.E., 1973. Paleocological significance of the banded iron-formation. - "Econ. Geol.", v. 68, 1135-1143.
- C l o u d P.E., S e m i k h a t o v M.A., 1969. Proterozoic stromatolite zonation. - "Amer. Jour. Sci.", v. 267, 1017-1061.
- C o g n é J., 1962. Le Briovérien. - "Bull. Soc. Geol. France", Ser. 7, v. 4, 413-430.
- C r i m e s T.P., D h o n a u N.B., 1967. The Pre-Cambrian and lower Palaeozoic rocks of south-east Co. Wexford, Eire. - "Geol. Mag.", v. 104, 213-221.

- Dewey J.F., Bird J.M., 1970. Mountain belts and the new global tectonics. - "J. Geophys. Res.", v. 75, 2625-2647.
- Donaldson J.A., 1973. Possible correlations between Proterozoic strata of the Canadian Shield and North American Cordillera. In: Belt Symposium, 1973, v. 1, p. 61-75. Moscow, Idaho; Idaho. Bur. Mines and Geology.
- Eskola P., 1963. The Precambrian of Finland. In: K. Rankama (ed.) The Precambrian, v. 1, 146-263.
- Evan's C.R., Tarney J., 1964. Isotopic ages of Assynt dykes. - "Nature", v. 204, 638-641.
- Gillett B.J., Moor bath S., Lambert R.St.J., 1961. A geochronological study of the metamorphic complexes of the Scottish Highlands. - "Quart. Jour. Geol. Soc. Lond.", v. 117, 233-264.
- Goldich S.S., 1968. Geochronology in the Lake Superior region. - "Can. Jour. Earth Sci.", v. 5, 715-724.
- Graindor M.J., 1964. L'âge de la migmatite syntectonique de St. Malo. - "C. R. Acad. Sci., Paris", v. 254, 3729-3731.
- Hedberg H.D., 1974. Basis for chronostratigraphic classification of the Precambrian. - "Precambrian Research", v. 1, 165-177.
- Henderson J.B., 1975. Sedimentological studies of the Yellowknife Supergroup in the Slave structural province. - "Geol. Surv. Canada, Paper", 75-1, Pt. A, 325-330.
- Higgins A.K., Bondesen E., 1966. Supracrustals of pre-Ketilidian age (the Tartog Group) and their relationships with Ketilidian supracrustals in the Ivigtut region, south-west Greenland. - "Geol. Surv. Greenland, Rept", N 8.
- Hoffman P.F., 1969. Proterozoic paleocurrents and depositional history of the East Arm fold belt, Great Slave Lake, Northwest Territories. - "Can. Jour. Earth Sci.", v. 6, 441-462.
- Hoffmann H.J., 1973. The stromatolite Archaeozoon acadense from the Proterozoic Green Head Group of Saint John, New Brunswick. - "Can. Jour. Earth Sci.", v. 11, 1098-1115.
- Irving E., Emslie R.F., Ueno H., 1974. Upper Proterozoic poles from Laurentia and the history of the Grenville structural province. - "Jour. Geophys. Res.", v. 79, 5491-5502.
- Jackson G.D., Taylor F.C., 1972. Correlation of major Aphebian rock units in the northeastern Canadian Shield. - "Can. Jour. Earth Sci.", v. 9, 1650-1669.
- Kennedy W.B., 1964. The structural differentiation of Africa

- in the Pan-African (+500 m.y.) tectonic episode. In: 8th Ann Sci. Report. African Geol. Res. Inst. Univ. of Leeds.
- K n i g h t I., 1974. The Ramah Group-Mugford Group-Snyder Group—a correlation in Labrador and a possible link between the Labrador Trough and western Greenland (abst.). In: Geol. Assoc. Can. Ann. Meeting, St. John's, Newfoundland, May, 1974.
- K o u v o O., 1958. Radioactive age of some Finnish precambrian minerals. - "Bull. Comm. Géol. Finlande", N 182, 70.
- K o u v o O., T i l t o n G.R., 1966. Mineral ages from the Finnish. - "Precambrian. Jour. Geol.", v. 74, 421-442.
- К р ы л о в И.Н., 1975. Строматолиты рифея и палеозоя СССР.- Тр. ИГи АН СССР, № 274. М., "Наука".
- L e u t w e i n F., 1968. Contribution à la connaissance du Precambrien récent en Europe occidentale et développement géochronologique du Briovérien en Bretagne (France). - "Can. Jour. Earth Sci.", v. 5, 673-682.
- M a g n u s s o n N.H., 1965. The Precambrian history of Sweden. - "Quart. Journ. Geol. Soc. London", v. 121, 1-30.
- N e g r u t s a V.Z., 1965. Study of Proterozoic (Jatulian) facies in central Karelia. - "Int. Geol. Rev.", v. 7, 1039-1056.
- O j a k a n g a s R.W., 1965. Petrography and sedimentation of the Precambrian Jatulian quartzites of Finland. - "Bull. Comm. Géol. Finlande", N 214.
- P a r k R.G., 1973. The Laxfordian betls of the Scottish mainland. In: R.G.Park and J.Tarney (eds). The Early Precambrian of Scotland and related rocks of Greenland. Univ. of Keele.
- P a y n e A.V., B a a d s g a a r d H., B u r w a s h R.A., C u m m i n g G.L., E v a n s C.R., F o l i n s b e e R.E., 1964. A line of evidence supporting continental drift. In: C.H.Smith and T.Sorzenfrei (eds). The Upper Mantle Symposium, New Delhi, 1964. Det. Berlingske Bogtrykkari, Copenhagen.
- P e t t i j o h n F.J., 1940. Archean metaconcretions of Thunder Lake Ontario. - "Geol. Soc. Amer. Bull.", v. 51, 1841-1850.
- R a n k a m a K., 1970₁. Global Precambrian stratigraphy: background and principles. - "Scientia", v. 105, 1-40.
- R a n k a m a K., 1970₂. Proterozoic, Archean and other weeds in the Precambrian rock garden. - "Bull. Geol. Soc. Finlande", v. 42, 211-222.
- R o a c h R., A d a m s C., B r o w n M., P o w e r G., R y a n P., 1972. The Precambrian stratigraphy of the Armorican Massif, N.W.France. In: 24th Internat.Geol. Cong. Sect. 1, 246-252.

- R o s c o e S.M., 1973. The Huronian Supergroup, a Paleoproterozoic succession showing evidence of atmospheric evolution. - "Geol. Assoc. Canada Spec. Paper", N 12, G.M.Young (ed.), 31-47.
- S a a k o M., 1971. Varhais-Karjalaisten metadiabaasien radiometrisia zirkoni-ikä. - "Geologi", v. 23, 117-118.
- S c h e n k P.E., 1971. Southeastern Atlantic Canada, Northwestern Africa and continental drift. - "Can. Jour. Earth Sci.", v. 8, 1218-1251.
- S c h m i t t M. et M o n n i n g e r W., 1975. Rapport sur la coupe de Tiout. In: Documents de la Commission de la limite Pré-cambrien-Cambrien. Réunion I.G.C.P., Oct. 1975, Morocco.
- S e d e r h o l m J.J., 1899. Über eine archaische sedimentformation im südwestlichen Finnland und ihre Bedeutung für die Erklärungsweise des Grundgebirges. - "Bull. Comm. Géol. Finlande", N 6.
- S e m i k h a t o v M.A., 1972. On the general Precambrian scale. In: 24th Int. Geol. Cong. Section, 1, 273-277.
- S h e g e l s k i R.J., 1975. Geology and geochemistry of iron formations and their host rocks in the Savant Lake-Sturgeon Lake greenstone belts; a progress report. - "Geotraverse workshop", 34, 1-20. Univ. of Toronto.
- S i m o n e n A., 1953. Stratigraphy and sedimentation of the Svecofennidic early Archean supracrustal rocks in southwestern Finland. - "Bull. Comm. Géol. Finlande", N 160.
- S o u g y J., 1974. Activités scientifique du Groupe d'études structurales ouest-Africaines (Groupe N 1). - "Rapport Annuel d'activité", 1973-4. Sér. E, N 12, p. 12.
- S p a l l H., 1971. Precambrian apparent polar wandering evidence for North America. - "Earth. Planet. Sci. Lett.", v. 10, 273-280.
- S p e n c e r A.M., 1971. Late Pre-Cambrian glaciation in Scotland. - "Geol. Soc. Lond. Mem.", 6.
- S t o c k w e l l G.H., 1964. Fourth report on structural provinces, orogenies and time-classification of the Canadian Precambrian Shield. - "Geol. Surv. Canada. Paper", 64-17, Part II.
- S u t t o n J., 1963. Long-term cycles in the evolution of continents. - "Nature", v. 198, 731-5.
- V i s s e r J.N.J., 1971. The deposition of the Griquatown Glacial Member in the Transvaal Supergroup. - "Trans. Geol. Soc. S. Africa", v. 74, 187-199.
- W i l l i a m s G.E., 1972. Geological evidence relating to the origin and secular rotation of the Solar System. - "Modern Geology", v. 3, 165-181.

- W i l s o n J.T., 1966. Did the Atlantic close and then reopen? - "Nature", v. 211, 676-681.
- W e g m a n C.E., 1938. Geological investigations in southern Greenland. I. On the structural divisions of southern Greenland. - "Med. om Gronland", v. 113.
- W r i g h t A.E., 1969. Precambrian rocks of England, Wales and Southern Ireland. In: M.Kay (ed.) North Atlantic geology and continental drift. - "Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem.", 12, 93-109.
- W y n n e - E d w a r d s H.R., 1972. The Grenville Province. In: R.A.Frice and R.J.W.Douglas (eds) Variations in tectonic styles in Canad. - "Geol. Assoc. Canada Spec. Paper", 11, 263-334.
- Y o u n g G.M., 1973. Tillites and aluminous quartzites as possible time markers for middle Precambrian (Aphebian) rocks of North America. In: G.M.Young (ed.) Huronian stratigraphy and sedimentation. - "Geol. Assoc. Can. Spec. Paper", N 12, 97-127.

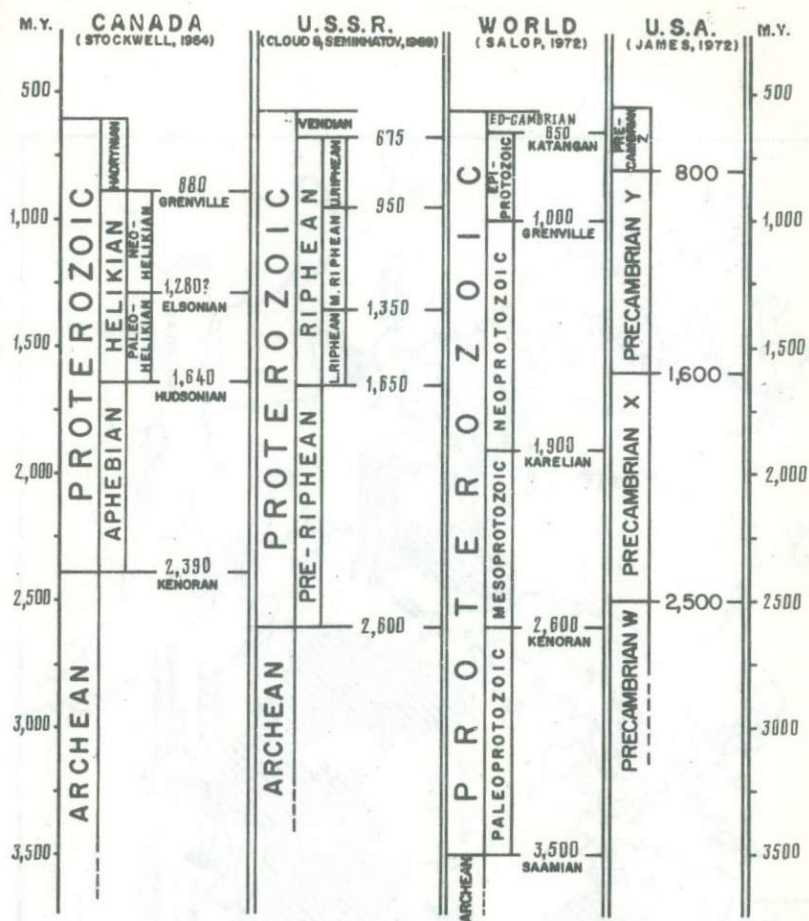
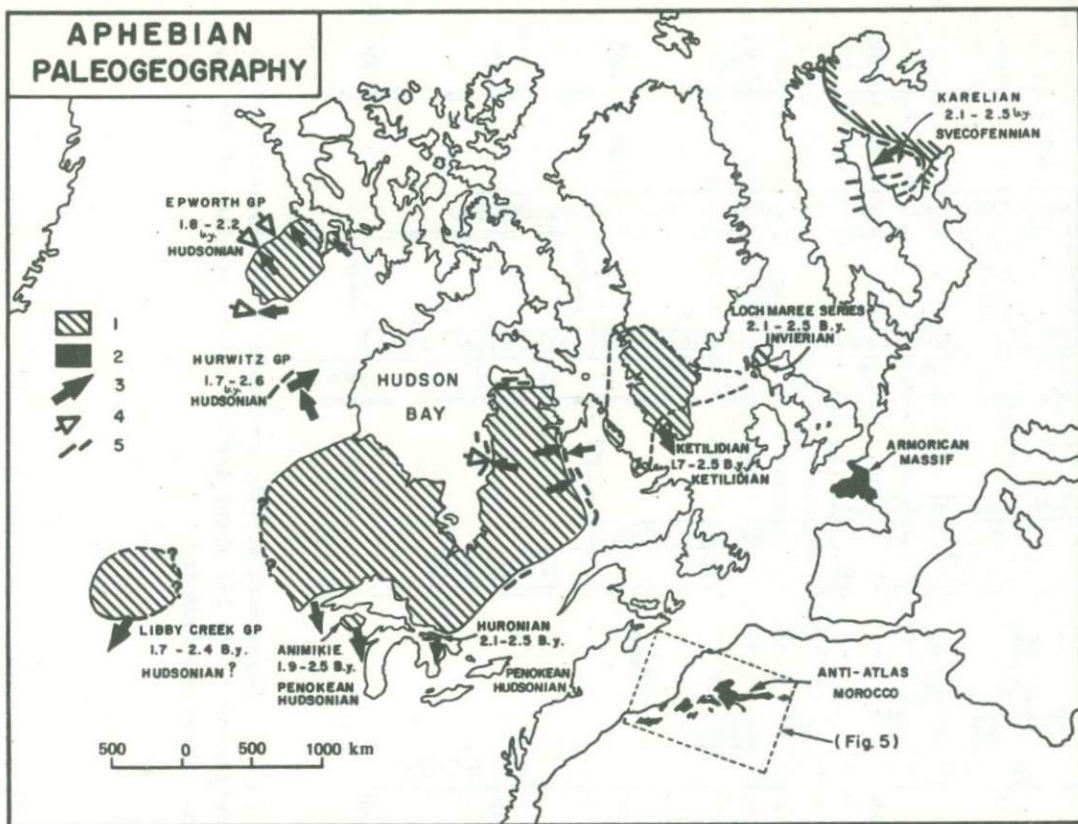


Fig. 1. Comparison of some proposals for subdivision of the Precambrian. Note the great differences in position of the Arch-an-Proterozoic boundary

APHEBIAN PALEOGEOGRAPHY



←

Fig. 4. Schematic representation of Lower Proterozoic (Aphebian) paleogeography of the North Atlantic continents on a pre-drift reconstruction after Bullard et al. (1965)

1 - some areas that were last affected by Archean orogeny (> 2,500 m.y. ago); 2 - other areas of Precambrian rocks mentioned in the text; 3 - dominant primary paleocurrent direction; 4 - secondary paleocurrent direction related to tectonic uplift; 5 - dominant structural trends. Names of Aphebian groups are given on the figure, together with their apparent radiometric ages and the name of the orogeny that affected them.

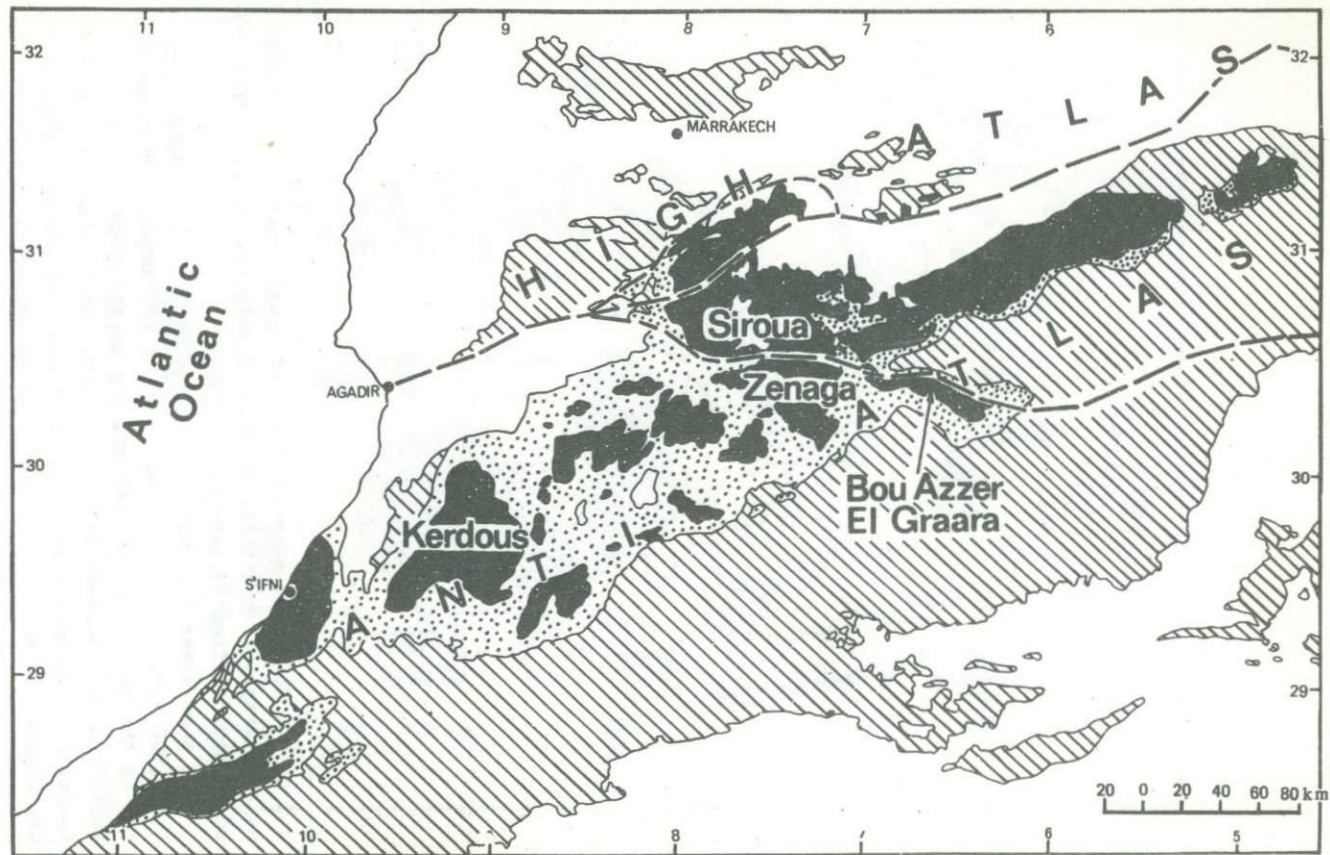


Fig. 5. Sketch map of N.W. Africa to show the location of Precambrian inliers of the Moroccan Anti-Atlas (black)

Dotted ornament shows the distribution of lower Cambrian and Adoudounian. Gross-hatching shows Paleozoic rocks (except for the lower Cambrian). Unornamented areas are Mesozoic and Cenozoic rocks

К.Б е н е ш (Чехословакия)
АНАЛИЗ ВНУТРЕННЕГО СТРОЕНИЯ ГРАНИТОИДНЫХ ТЕЛ

K. B e n e š (Czechoslovakia)
ANALYSIS OF THE FABRICS OF GRANITOID BODIES

Одной из важных проблем изучения гранитоидных массивов является определение их внутреннего строения. Для решения этой проблемы весьма интересны результаты исследования Чешского массива, где развиты син- и посттектонические гранитоидные тела.

Внутреннее строение синтектонических plutonic тел находится в зависимости от процессов складчатости; здесь выявлены тектониты S, B, R и связанные с ними трещины ac, bc, hkl. Элементы внутреннего строения гранито-гнейсов подобны таковым окружающих метаморфических пород.

В Чешском массиве встречается целый ряд посттектонических гранитоидных тел. Среднечешский плутон (Средняя и Южная Чехия) образован рядом обособленных тел, которые распадаются на четыре основные группы. Хотя Среднечешский плутон образован большим количеством отчетливых петрографических типов пород, его внутренняя структура течения однотипна для всего плутона. Оси мегаструктур постепенно и плавно переходят из одного типа в другой, подобие обнаруживается и в параллельно-плоскостной ориентации. В теле плутона системы трещин весьма однородны. В альгонских породах встречаются трещины Q (= ac), S (= bc) и трещины, параллельные кливажу. С внутренним строением Среднечешского плутона тесно связана структура его чехла. Так, в заметно неоднородном Железногорском плутоне (гранитоиды различного петрографического состава и различных форм) выявлена значительная гомогенность внутренней структуры течения и трещиноватости. Плутон как целое имеет сводообразное и даже куполовидное внутреннее строение с выразительной плоской ориентировкой и ориентировкой включений; по краям структуры без каких-либо нарушений они прослеживаются в породах чехла. В плутоне встречаются трещины ac, bc и hkl (трещины ac перпендикулярны оси B). Анализ внутреннего строе-

ния был сделан практически во всех плутонах Чешского массива (Карлсбадский и все плутоны в среднечешском протерозое).

Почти все посттектонические гранитоидные тела в Чешском массиве проявляют очень тесную связь внутренней структуры течения и трещиноватости, их структурные элементы постепенно переходят в синтектонические плутоны. В свою очередь в плутонических телах наблюдается полное подобие внутреннего строения метаморфических пород: оси В, складки, плоскости α , трещины $a\sigma$, $b\sigma$ и hkl .

Этот факт означает, что глубинные плутонические породы отражают структуры более древних кристаллических пород. Вероятно, магма была слабо активна и представляла собой пластически-вязкую массу. В условиях высоких температур и давлений она была подвержена законам, характерным для метаморфических пород. Если в каком-то направлении уменьшается давление, то пластически-вязкая масса двигается кверху и образует после застывания куполообразные тела со своим собственным внутренним строением, которое они передают кровле. Но если пластически-вязкая масса (магма) застывает на глубине, то она всегда повторяет внутреннюю структуру кровли. О возникновении этих пластически-вязких магм свидетельствуют метаморфические породы, образованные в условиях умеренных давлений и высоких температур.

ABSTRACT

Granitoid bodies of the Bohemian Massif invariably lie conformably, concordantly or discordantly, within the fabric plan of the respective structural layer. The granitoid bodies fit in the older fabrics; the interformational granitoid bodies adopt fabric patterns of two or more structural layers. Neither fault zones nor deep tectonic zones assert directly in the fabric of granitoids.

The Bohemian Massif in the present form is a platform block of extremely complicated structure and genesis. In vertical direction it is divided into three basic structural layers: the Moldanubian, Cadomian and Caledono-Variscan layers. Towards the end of Variscan orogeny all three structural layers were penetrated by a number of granitoid

bodies, whose symmetry of distribution, fabric and relationship to the fabric of individual structural layers follows certain rules.

All bodies of late tectonic granitoid rocks in the Bohemian Massif are distinguished by common fabric elements. The basic elements of flow fabric is the planar parallel structure expressed either by parallel arrangement of platy minerals or by inclusions and schlieren. The planar parallel structure of granitoid bodies corresponds to the planes of schistosity in the flow fabric of metamorphics. Linear elements of the flow fabric are not well-defined in the granitoids of the Bohemian Massif; they are observable chiefly in the transitional rocks types at the contact with metamorphics (e.g. rocks at the eastern margin of the Central Bohemian pluton).

In granitic as well as metamorphic rocks, a detailed study of the planar parallel structure makes it possible to establish the basic megastructural elements of the flow fabric. Virtually, all granitoid bodies of the Bohemian Massif constitute anticlinal or synclinal zones or composite combined belts.

The fracture fabric in the plutonic bodies of the Bohemian Massif is characterized by systems of Q-joints equal to ac-joints, by systems of longitudinal (S)-joints corresponding to bc-joints, and by hkl-joints, which embrace L-joints and other diagonal systems. The symmetrological classification of joints into ac-, bc- and hkl-groups proves the dependence of joint fabric on the flow fabric.

An analogous classification can be performed for megastructural elements of the fracture fabric. The basic fault lines run in the regular directions ac, bc and hkl with respect to the megastructures (e.g. the faults bounding the South Bohemian Upper Cretaceous-Neogene-basins are ac-faults, the Central Bohemian suture between the Central Bohemian pluton and the Upper Proterozoic, and the marginal Železné hory fault are of bc-trend).

The Central Moldanubic Pluton is the largest complex of the Bohemian Massif. Its Bohemian-Moravian branch builds the core of the N-S anticlinal zone cutting obliquely the older metamorphic structures of the Moldanubicum. This branch is built up of leucocratic muscovite-biotite granites and adamellites of Eisgarn type. The Eisgarn granite can be differentiated into the fine-grained Mráko-tín, porphyritic Číměř and coarse-grained Landštejn types. Irrespective of this petrographical differentiation, the Central Molda-

nubian Pluton appears as a uniform body from the point of view of fabric analysis. The metamorphic foliation of the Moldanubian rocks continues the parallel planar orientation of the pluton although the limitation of the body is discordant.

The Třebíč massif is built up of Rastenberg type (generally dark and predominantly porphyritic rocks oscillating between granodioritic and syenodioritic composition). This granitic body is closely related to the mantle. The parallel planar orientation of the granite trends parallel to the foliation of the Moldanubian rocks. A major anticlinal zone passes through the centre of the massif in the NE-SW direction. Some minor anticlinal and synclinal structures accompany the main anticlinal zone on both sides.

One of the largest bodies in the Bohemian Massif is the Central Bohemian Pluton. It extends in central and southern Bohemia between the metamorphic rocks of the Upper Proterozoic and the Moldanubian complexes and contains relics of the surrounding rocks ("islets") represented by Upper Proterozoic and Early Paleozoic sediments.

Although from the petrographical point of view the Central Bohemian Pluton is composed of a large number of rocks of diverse characteristic types, it is again a uniform body as far as the fabric is concerned. The axes of the major structures pass gradually from one type to another and analogously do the parallel planar orientation and joints.

The spatial interrelations of the flow or fracture fabric of the Central Bohemian pluton and that of the mantle are intimate. The parallel planar orientation links up directly with the schistosity in the surrounding rocks, the major structures continue from these surrounding rocks to the pluton, and the systems of joints also pass continuously from the pluton into its surrounding series.

From the point of view of the fabric, the pluton is divisible into three parts:

- a) Moldanubian part corresponding in fabric to the Moldanubian structural layer;
- b) part belonging to the "Islets-zone", characterized by the structures of the Cadomian and Variscan structural layers;
- c) Upper Proterozoic part distinguished by the structures of the Cadomian structural layer.

The Železné hory pluton, especially its Nasavrky part closely resembles the Central Bohemian Pluton as far as the rocks and the structure are concerned. It is inserted between the complex Hlinsko graben, the Ohob crystalline complex and the Early Paleozoic rocks of the Chrudim area. In its southwestern part hybrid and schistose types

of granodiorite are developed; in the central and the northwestern parts medium-grained granodiorites predominate in the northern portion.

The flow fabric represented by parallel planar fabric forms major folds. The most important is the anticlinal zone extending through the centre of the pluton and trending W-E to NW-SE.

The fracture fabric is characterized by the development of a conspicuous system of Q-joints which throughout the pluton run at right angles to the parallel planar fabric. The relation of the flow- and fracture fabrics to the surrounding rocks are very close. The major structures are parallel to the surrounding rocks; the system of joints in the pluton also coincide with those in the surrounding rocks.

Small massifs in the Upper Proterozoic of Central Bohemia are closely connected with the Upper Proterozoic structures. All of them are situated in the anticlinorial zones: the ŠtĚnovice massif in the anticlinorial and synclinorial zone, the Stod massif in two anticlinorial zones, which account for its bend in the map, and the Čistá-Jesenice massif in two main anticlinorial zones. A peculiar feature of the Cadomian structural layer in this area are the fold axes stretching over long distances and well-defined across faults and longitudinal bc faults, which coincide in trend with the deep fault zones.

The Bory massif being a boundary pluton between the Cadomian Moldanubian structures, extends athwart the structures of both the Upper Proterozoic and Moldanubicum. Nevertheless, its fabric is identical with that of adjacent rock complexes. The planar parallel structure and major fold structures of the Upper Proterozoic persist into the pluton, transversely to its outer form. In contrast, faults and the deep zone are parallel to the body surface and are in hkl position towards the fabric of the pluton.

The Karlovy Vary-Eibenstock massif represents another boundary pluton, being emplaced at the boundary of the Cadomian and Variscan structures. It falls into two parts. In the Karlovy Vary part the Cadomian structure is dominant over the transverse less marked Variscan structure. The primary element of this portion of the body is the anticlinorial zone of older granite, in the centre of which occurs later, autometamorphosed granite. On the contrary, in the Eibenstock part the Variscan directions are dominant and the Cadomian are subordinate. This portion comprise several anticlinorial zones and young autometamorphosed granite is developed in the central zone.

The Krkonose-Jizerské hory pluton lies in the northern part of the Bohemian Massif, in the central part of the West Sudetic area. The pluton is a petrographically uniform body. It shows parallel planar orientation which builds up two domes. The axes of these domes agree with the axes of major folds and the B-axes of the surrounding crystalline complexes. Q-joints are perpendicular to the parallel planar orientation and are conformable with the ac-joints of the adjacent crystalline rocks. A similar structural plant can also be observed in S-joints (bc-joints).

The Lusatian Massif is emplaced at the northern border of the Bohemian Massif and represents an intraformational body between the North-Saxonian greywacke formation and the gneisses. Although it is not a petrographically uniform body, from the point of view of fabric it is quite uniform. The flow fabric is controlled by the linear orientations of minerals of ENE-WSW, NE-SW to NW-SE directions. Tabular minerals produce a nearly or completely parallel planar orientation. It is striking that such flow fabric is closely related to the cleavage of the mantle. The major fold structures pass from the mantle into those of the Massif. A classical example of the fabric can again be observed in joints. The Q-joints occupy a perpendicular position in relation to folds axes in the pluton as well as in the mantle.

In the Meissen Massif composed of syenodiorites and granites there are uniform flow- and fracture fabrics which are closely related to the flow phases is a structural element of the flow fabric; it forms conspicuous domes and major folds (megafolds). The linear parallel fabric is related to stretching (Streckungsgefüge) always striking at right angles or obliquely to the parallel planar orientation. The fracture fabric studied especially on Q-joints completely corresponds to the fabric plan of the parallel orientation; the Q-joints are perpendicular to parallel planar orientation and also correspond to ac-joints in the surrounding rocks.

CONCLUSION

The Variscan granitoids of the Bohemian Massif lie conformably, concordantly or discordantly within the plan of flow fabric of the Moldanubian, Cadomian or Variscan structural layers. They are always located in the basic axes of megastructures, i.e. in anticlines or synclines. Major bodies reproduce the complicated megafold structure of the respective structural layer.

The granitoid bodies thus fit into older flow fabrics of the

mantle, which they either adapt or make them more pronounced. The boundary interformational plutons assume the patterns of flow fabric of two or more structural layers, providing evidence that the granitoid bodies fully reproduce the flow fabric of individual structural layers.

The conform fabrics of the pluton and mantle permit to consider the "magma" to have been a little active plastic-viscous substance controlled, even at high temperatures and pressures, by the laws similar to those which have been accepted for the origin of metamorphic rocks. By release of pressure this substance can rise up to higher layers of the Earth's crust and produce minor intrusive bodies which display fabrics and shapes of their own and enforce them to their surroundings.

The achieved results prove that the applied structural methods are suitable for systematic study of granitoids of all parts of the area to be correlated.

Б.Ф.У и н д л и (Великобритания)
РАССЛОЕННЫЕ КОМПЛЕКСЫ ИЗВЕРЖЕННЫХ ПОРОД В РАЙОНАХ
ГЛУБОКО МЕТАМОРФИЗОВАННОГО АРХЕЯ

B.F. W i n d l e y (Great Britain)
LAYERED IGNEOUS COMPLEXES IN
ARCHAIC HIGH-GRADE REGIONS

В Шотландии, Гренландии, на Лабрадере, в пределах пояса Лимпопо в Южной Африке, а также в Южной Индии среди полей распространения натриевых гнейсов наблюдаются выходы сходных между собой метаморфизованных, складчатых слейстых комплексов изверженных пород, местами окруженных амфиболитами. В тех местах, где эти комплексы лучше всего представлены и хорошо сохранились, они характеризуются четкой стратиграфической последовательностью, сменяющейся снизу от ультрамафических пород до габбро, лейкогаббро и анортезитов. Подобная ассоциация в Западной Гренландии представляет собой наилучший пример полного разреза общей мощностью около 3 км и протяженностью по простиранию складчатой структуры по меньшей мере 500 км. Однако следует подчеркнуть, что более обычны изолированные выходы этих пород в гнейсах в виде линзовидных тел размером около 1 км, образующих либо фрагменты разреза базит-гипербазитов (например, в Южной Индии, Шотландии), либо линзовидные включения размером около 1 м, состоящие из пород одного типа. В таких изолированных выходах выявляются в разрозненном виде все интервалы закономерной последовательности базит-гипербазитов.

Отдельные породы из различных регионов обнаруживают значительное петрографическое сходство, в пределах которого устанавливаются региональные вариации. Породы ультрамафического состава варьируют от дунитов до перидотитов и пироксенитов; они часто обогащены железом; лейкогаббро обычно характеризуется заметной кумулятивной текстурой, подчеркиваемой мегакристаллами плагиоклаза в роговообманковой основной массе (в Гренландии, Лимпопо и Кадавур в Индии), а анортезиты часто содержат кальциевые плагиоклазы ряда и местами хромиты (Лимпопо и Ситтампунди в Индии). Валовой

Химический состав пород отдельных комплексов свидетельствует о том, что дифференциация не протекала по обычному пути обогащения железом, а изучение этого комплекса в Гренландии показывает, что в отдельных разновидностях минералов сохранились скрытые химические различия (плагноклаз, оливин, ортопироксен и амфибол), несмотря на последующий метаморфизм в условиях верхов амфиболитовой и гранулитовой фаций. Представляется вероятным, что образование этих тел происходило в процессе фракционирования недосодержащей, богатой кальцием и алюминием толеитовой магмы. Рассматриваемые комплексы пород часто окружены метавулканическими амфиболитами до 1 км мощности, а также кварцитами, слюдястыми сланцами и мраморами; в связи с этим большинство исследователей считают, что они были внедрены в супракрустальные толщи.

Основные модели формирования этих ассоциаций пород могут быть следующие.

1. Вся последовательность ультрамафических-мафических пород сформирована в условиях океанического ложа и надвинута на сиалическую кору или вдавлена в нее.

2. Вулканические породы образовались в пределах океанического ложа, а затем вместе с континентальной корой (в настоящее время это главным образом гнейсы) участвовали в надвигообразовании и были "внедрены" в надвиговые нагромождения.

3. Вся последовательность сформировалась в континентальных условиях; рассмотренные комплексы пород, будучи внедренными в остродужные структуры вулканических пород и в мелководные образования краевых морей, перекрыли сиалический гнейсовый фундамент.

Залегание этих пород среди натриевых плагногнейсов обнаруживает заметное сходство с ассоциацией пород континентальных окраин восточного побережья Тихого океана, где тоналито-гранодиоритовые батолиты мезозойско-третичного возраста содержат включения необычных, сходных с описываемыми слоистых комплексов изверженных пород, которые, как полагают (Nishimori, 1974), представляют собой остатки ранних процессов фракционирования базальтово-андезитовой магмы, конечным продуктом которой было внедрение тоналитов. Если эта интерпретация правильна, то здесь можно видеть аналог режима тектоники плит в архее. Если в

архее и могла быть иная тектоническая среда по сравнению с современной (быстрое перемещение, небольшие мини-плиты?), то ассоциация совершенно определенных петрографических типов пород была безусловно сходной, образование этих пород происходило скорее в обширных районах, чем в пределах узких линейно вытянутых складчатых поясов.

ABSTRACT

In the high-grade Archaean cratons of the world there are two types of layered igneous complexes that occur as deformed and metamorphosed relict layers and lenses conformably in commonly tonalitic gneisses and often bordered by meta-supracrustal rocks. One type consists predominantly of (up to a kilometre thick) anorthosite and leuco-gabbro with calcic plagioclase, hornblende, locally chromitites, but few ultramafics, that are not komatiites, as in W.Greenland (e.g. Fiskenaesset Complex), Limpopo belt (Messina Formation), S.India (e.g. Sittampundi Complex), and Scourian (Rodil and Ness in the Outer Hebrides of Scotland). The second type comprises peridotite (with basaltic komatiite chemistry), gabbro and locally anorthosite (up to about twenty metres thick), such as in the northern marginal zone of the Limpopo belt and in the Scourian on the mainland of Scotland. It is suggested that the anorthositic type at least may be an ancient analogue of similar complexes that occur in the Mesozoic tonalitic batholiths of California.

INTRODUCTION

In the high-grade Archaean (2500 m.y. old) regions of the world there is commonly a group of rocks belonging to intrusive layered igneous complexes which occupy an important position in the petrogenesis of these segments of early continental crust. They range from anorthosites to gabbros and ultrabasics and have been variably deformed and recrystallised to a high amphibolite or granulite grade, although the metamorphic overprint is usually not so severe as to totally obliterate their igneous structures, textures and chemistry.

In an earlier review of these bodies Windley (1973) emphasised their similarities and anorthositic component. But with recent work in many quarters it is now possible to get a better understanding of the variations and differences between rocks and regions and the aim of this paper is to bring out these contrasts.

COMPONENTS OF HIGH-GRADE REGIONS

On the whole, but perhaps not surprisingly, the Archaean high-grade regions of the world are remarkably similar in their range of constituent rocks, rock associations, grade of metamorphism, deformation patterns, and geochemical characteristics. Three broad rock groups can be distinguished: 1. Quartzo-feldspathic gneisses usually constitute about 80-90% of the present surface area of the regions (Bridgwater et al., 1973). They range in composition from granitic (K_2O -rich) to tonalitic (K_2O -poor), from mafic (hornblende/biotite or hypersthene-rich) to felsic (quartz/feldspar-rich), and from banded to homogeneous. Until recently it was thought that all the gneisses in any one region were roughly of the same age; or rather, no means had been discovered of separating older from younger types. The discovery of McGregor (1973) that the presence/absence of amphibolite dykes can be used as a means of making such a division has enabled two groups of gneisses of widely differing age to be distinguished in West Greenland (Moorbath et al., 1972; Pankhurst et al., 1973), Labrador (Bridgwater et al., 1975; Collerson et al., in press) and in Scotland (Davies, in press):

	W.Greenland	Labrador
Younger Gneisses	3040-3110 m.y.	?
Older Gneisses	3700 m.y.	3614 m.y.

The layered igneous complexes are temporally associated with the younger generation of gneisses.

There is considerable disagreement about the origin of Archaean gneisses. Some might be recrystallised sediments such as arkoses and greywackes. It is widely (but not totally) accepted in the USSR that the Precambrian is composed predominantly of sedimentary rocks, and this includes the precursors of the Archaean gneisses (Siderenko, 1969; Pavlosky, 1971; see also A.V.Sidorenko, V.A.Ten'yakov, L.N. Belkova, V.N.Ognev, these volumes: 1,2). However, many gneisses elsewhere in the world are considered on geochemical grounds to be derived from a calc-alkaline volcanic suite, largely of andesitic-dacitic composition (Sheraton, 1970; Bowes et al., 1971; Bowes, Hopgood, 1973). A third school of thought, in particular with regard to the North Atlantic Craton, regards the gneisses there as deformed and recrystallised granitic-tonalitic rocks (Bridgwater et al., 1973, 1975). This conclusion emphasises the discovery of McGregor (1973) that in low deformation zones tonalitic gneisses can be seen to be derived by deformation of homogeneous tonalites - it should be noted that this is the only unequivocal piece

of field evidence for a specific mode of origin of high-grade Archaean gneisses.

Within the gneisses there are conformable layers and lenses of metasediments such as carbonates (marbles), orthoquartzites or cherts (quartzites), K-pelites (biotite-sillimanite schists and gneisses, sometimes with graphite) and basic volcanics (amphibolites). It is emphasised that the fact that the gneisses contain remnants of such old sediments and volcanics cannot be used as a convincing argument that the gneisses themselves are of supracrustal derivation.

Also within the gneisses are remnants of the layered igneous complexes under discussion. They form layers (up to about a kilometre wide) and lenses (down to metre size), either bordering or within the supracrustal rocks (a common occurrence) or entirely within the gneisses themselves. Usually they are conformable with their wall rocks but locally there are discordant contacts demonstrating that the complexes were intruded into supracrustal rocks (Escher and Myers, in press). Bordering gneisses can often be seen to be intrusive into the complexes (injected sheets and veins) and the fact that some gneiss layers contain innumerable inclusions of them is probably connected more with intrusion by the granitic precursors of the gneisses than simply with the break up of formerly continuous bodies by boudinage-type deformation.

Two types of igneous complexes can be broadly distinguished: those in which anorthosites and anorthositic gabbros (or leucogabbros) predominate, and others consisting largely of gabbros and/or ultramafics; the main features of these will be considered in turn.

ANORTHOSITIC COMPLEXES

Prominent anorthosite-rich complexes include the following:

W.Greenland (especially the Fiskenaasset Complex)	Windley (1969)
Sakeny, Malagasy	Windley et al. (1973)
Rodil, Scotland	Boulanger (1959)
Ness, Scotland	Dearnley (1963)
Limpopo belt, S. Africa	Watson (1969)
Southern India	Hor et al. (1975)
Sittampundi Complex, S. India	Windley, Selvan (1975)
	Subramaniam (1956)
	Ramadurai et al. (in press)
	Janardhanan, Leake (in press)
Kondapalli, India	Leelanandam (1967)

In the USSR Archaean anorthosites similar to the above types are reviewed by Moshkin and Dagelaiskaja (1972) and Bogatikov (1974). They occur especially in the Belomorian and Lapland blocks of the northern Baltic Shield and, according to L.V.Makhlayev and A.Leites (pers. comm. at the Moscow Conference), in the Aldan Shield.

The complexes range up to about a kilometre in thickness. Most commonly associated with the anorthosites are leuco-gabbros (that might also be termed gabbro(ic) anorthosites) which often have a distinctive cumulate igneous texture marked by sub-euhedral plagioclase megacrysts in a hornblendic matrix. The Fiskenaasset Complex (Fig. 1) has an upward succession: ultramafics (dunite, peridotite pyroxenite), leuco-gabbro, gabbro, leuco-gabbro, chromite layered anorthosite, in part garnet-bearing (Windley et al., 1973). Other anorthosites in West Greenland are mostly accompanied by leuco-gabbros and gabbros. The Rodil Complex in the Scourian of Scotland has essentially the same stratigraphy as Fiskenaasset except for the absence of the basal ultramafics and the chromitites (A.Heyes, pers. comm.). The Limpopo Complex (Fig. 2) consists predominantly of fine-grained leuco-gabbro underlain in places by a thin ultramafic and overlain by garnet anorthosite; chromitites occupy an unknown position in the stratigraphy (Hor et al., 1975). The Sittampundi Complex has an upward succession: gabbro (with inclusions of pyroxenite), chromite-layered anorthosite, clinzoisite anorthosite (Ramadurai et al., in press). It is interesting that sapphirine-bearing rocks are associated with many of these complexes, namely Fiskenaasset (Herd et al., 1969), Limpopo (R.Linnel, pers. comm.), Sittampundi (Janardhanan and Leake, 1974) and Sakeny (Lacroix, 1941).

The rocks in these bodies are dominated by the association plagioclasehornblende, the plagioclase being rather calcic with an anorthite range of about 80-100 where they are best preserved, whilst in areas of low-grade overprint there may be zoned plagioclases with An_{30-40} . Ultramafics at Fiskenaasset (unpubl. inform. of BFW) and Sittampundi (Janardhanan and Leake, in press) are not komatiitic. All complexes display calc-alkaline differentiation trends (Windley, 1973; Hor et al., 1975; Janardhanan and Leake, in press; and my unpubl. analyses from Fiskenaasset) and several are chromite-layered, the chromite having a distinctive high-FeAl composition different from that of chromites in ophiolites and layered intrusions like the Bushveld Complex (Fig. 3). The original igneous

crystallisation pattern of the Fiskenaasset Complex has been only partly or weakly modified by metamorphic re-equilibration as igneous cryptic chemical variations are preserved in olivine, orthopyroxene, hornblende, plagioclase and magnetite (Windley, Smith, 1974); the original mineralogy of the Limpopo Complex, however, has been more highly altered by lower grade retrogressive metamorphism (Hor et al., 1975). On the whole, the impression is gained that most of these bodies retain much of their igneous stratigraphy, layering, texture and chemistry in spite of intense deformational strain and metamorphic overprint.

BASIC-ULTRABASIC COMPLEXES

Previously no distinction has been made between these and the anorthositic complexes but preliminary data suggest that they may be regarded separately. They occur in the northern marginal zone of the Limpopo belt (Robertson, 1970) and in the Scourian on the mainland of Scotland (Fig. 4) (Bowes et al., 1964, 1971; Davies, 1974). In these regions rather than thick anorthosites there are layers and inclusions, up to about a few hundred metres thick, of gabbro (with or without garnet) and/or peridotite in the gneisses. The gabbros stratigraphically overlie the ultramafics and are locally succeeded by thin anorthosites. Some of the Scottish bodies are overlain by supracrustal rocks, others lie entirely within gneiss. Original igneous structures such as opaque oxide layering in ultramafics, cumulate textures and grading are preserved in places.

The chemistry of these rocks has not yet been worked out in detail. Those in the Limpopo have calc-alkaline differentiation trends, but the distinctive chemical characteristic of these complexes (Scotland and Limpopo) is that their ultramafics are komatiitic in composition (Robertson, in discussion of Windley, 1973), i.e. $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 > 1$, $\text{MgO} > 9\%$, $\text{K}_2\text{O} < 0,9$ (Brooks, Hart, 1974); Fig. 5 shows that the Scottish peridotites are basaltic (as opposed to peridotitic) komatiites. According to Robertson (in discussion of Windley, 1973) the Limpopo bodies are somewhat similar to the Noordkaap layered intrusive complexes in the lower part of the Barberton greenstone belt in South Africa (Viljoen, Viljoen, 1969_{1,2}).

Like the anorthosites, these basic-ultrabasic rocks have been heavily deformed, often occurring as isolated pods, but note the semi-continuous (for 12 km) isoclinally folded layers of Davies (1974) (Fig.) which have been recrystallised by high amphibolite-to-hornblende granulite facies metamorphism; nevertheless their igneous parentage is not in doubt.

CONDITIONS OF FORMATION AND METAMORPHISM

From an assessment of the mineral assemblages in the Fiskenaasset Complex it was concluded by Windley et al. (1973) that the original magma contained appreciable water, which gave rise to primary amphiboles; this was corroborated by the fact that present metamorphic hornblendes retain cryptic Mg/Fe variations related to the stratigraphy (Windley, Smith, 1974). It has not, however, been possible to demonstrate such relations in the Sittampundi Complex (Janardhanan and Leake, in press).

There is no doubt that the hydrous Fiskenaasset Complex was intruded into a high level of the crust because Escher and Myers (in press) report a discordant contact in a low strain area which shows that the upper anorthosites were intruded into pillow-bearing basic volcanics. In many areas the complex is bordered on both sides by meta-volcanic amphibolites, and the Limpopo Complex by marbles and quartzites of the Messina Formation; from such relations it can be inferred that the bodies were intruded into supracrustal successions, although some parts of the Fiskenaasset Complex are not bordered by supracrustals and are thus situated entirely within gneisses (Myers, 1973), from which it might be concluded that it was emplaced or formed below the supracrustal level. There are likewise no supracrustals bordering the Sittampundi Complex (Ramadurai et al., in press). This discussion is intended merely to demonstrate the point that not all these bodies, or parts of them, may have been emplaced at or near the earth's surface: a few may have formed at some distance, although perhaps not far, below it.

The basaltic komatiites belonging to the basic-ultrabasic complexes represent 40-60% melting of mantle material (Brooks, Hart, 1974). Fractional crystallisation of such magmas can give rise to extensive gabbros and small quantities of anorthositic rocks (Viljoen, Viljoen, 1969₂). Robertson, in discussion of Windley (1973), was one of the first to suggest a genetic connection between komatiites and anorthosites but the petrochemical details of such a relationship have still to be worked out, both for the Kaspuiden-Noorkdaap Complexes in the Barberton belt and for bodies in the northern Limpopo and Scourian mainland areas.

A few studies have been made of the metamorphic conditions under which the layered complexes were recrystallised. From an examination of the element distribution between garnet and clinopyroxene, and the composition of the clinopyroxenes, Chappell and White (1970)

suggested that the Sittampundi ultramafics were recrystallised at 850°C and 7-8 kb; A.S. Janardhanan (pers. comm.) has recently reported that kyanite occurs within the complex. In a discussion of the experimental production of relevant sapphirine-bearing assemblages by Yardley and Blacic (in press), Leake with joint authors point out that the Sittampundi metamorphism was in the range of 8-10 kb PH_2O at c. 800°C and therefore that the overburden must have been of the order of 25-35 km; this implies that the continental crust had reached an almost "normal" thickness by the late Archaean. Windley et al. (1973) estimated that the granulite facies conditions at Fiskenaeset were 800-900°C and 7-17 kb pressure (from assemblages in ultramafic rocks) and that the amphibolite facies metamorphism was at 650-700°C and 5-6 kb pressure (from sapphirine assemblages), whilst Platt and Myers (in press) made a calculation of 9 kb from a study of olivineplagioclase reactions in coronas. The above data lead to the impression that pressures during metamorphism of these complexes were moderately high and that neither was the crust very thin nor the thermal gradients very steep in the late Archaean (Kalsbeek, in press).

TECTONIC RELATIONSHIPS

These are early days to suggest a definite or detailed tectonic relationship between the anorthositic and basic-ultrabasic complexes, and between these and the layered complexes in neighbouring greenstone belts, but the following ideas are pertinent.

One of the best places to study the relations between an Archaean high-grade mobile belt and greenstone belts is in southern Africa, where the Limpopo belt adjoins the Rhodesian craton in the north and the Kaapvaal craton to the south (Mason, 1973). Shackleton (in press) envisages that these represent deep- and high-level exposures through the Archaean crust. He suggests that the Limpopo anorthosite complex corresponds to the Rooiwater layered complex at the bottom of the Murchison greenstone belt in the eastern Transvaal.

By incorporating data from key regions there should ideally be three zones on passing from a low-grade craton to a high-grade mobile belt. Firstly in the craton there are greenstone belts that, in their lower part, may contain intrusive layered igneous complexes consisting essentially of peridotitic and basaltic komatiites (as in the Belingwe, Matsutama and Tati schist belts of the Rhodesian craton and, particularly, with regard to the Kaapmuiden and Noordkaap Complexes in the Barberton belt (Viljoen and Vilgoen, 1969₄)). Second-

ly, in the marginal zone of the high-grade belt there may be layered complexes with basaltic komatiite passing upwards into gabbro and small quantities of anorthosite (such as in the northern marginal zone of the Limpopo belt (Robertson, 1970). Thirdly, in the central part of the mobile belt there are characteristically anorthositic complexes with much leuco-gabbro but rare non-komatiitic ultrabasic material (as in the central zone of the Limpopo belt). According to this interpretation there may be two zones in the Scourian: in the Outer Hebrides, on the island of Harris/Lewis, there are anorthositic complexes (Rodil and Ness), whilst on the mainland there are ultrabasics (with basaltic komatiite chemistry) and gabbros but only rarely anorthosites; accordingly one should look towards the east and south-east within the Caledonian fold belt for the succeeding low-grade Archaean craton and its greenstone belts. The mainland Scourian represents the marginal zone of the main Archaean high-grade belt to the west within the Greenland-Labrador part of the North Atlantic craton (Bridgwater et al., 1973).

MODERN ANALOGUES

It is being increasingly realised that many Archaean rocks (an in particular their trace element chemistry) and rocks associations are remarkably similar to those of Mesozoic-Cenozoic times (e.g. Jakes, 1973; Jahn et al., 1974; Moorbath, 1975; Tarney, in press) and it is thus not surprising that a plate tectonic environment is envisaged for the Archaean (Burke et al., in press; Tarney et al., in press).

According to Smith and Windley (in prep.) the anorthositic type of Archaean complexes situated within tonalitic gneisses (deformed tonalites) are comparable in their lithology, mineral assemblages and chemistry with remnant layered igneous complexes within tonalites belonging to the Peninsula Range batholith of California described by Nishimori (1974). The Mesozoic rocks include peridotites, hornblende gabbros and anorthositic (leuco-) gabbros, with igneous amphiboles, calcic plagioclases in the range An_{80-100} , cumulate textures and layering, leading Nishimori to conclude that the bodies formed at an elevated water pressure and represent the refractory residue of the basaltic-andesitic magma that fractionated further to give rise to the tonalitic calc-alkaline batholiths. Tarney (in press) points out that the Archaean gneisses have highly fractionated trace element patterns and most closely resemble the calc-alkaline suite along modern continental margins, as in California and the Andes.

Allowing for various, mostly minor, differences to be expected in rocks of such disparate age, Smith and Windley suggest that the Californian rocks and rocks associations represent a modern analogue of the Archaean examples.

More active ridge and subduction activity in the mid-late Archaean (Burke et al., in press) was responsible for the generation of great quantities of tonalites in continental margin environments; within the tonalites (now seen in a deformed state as gneisses) is the early residue material that rose either to the surface to crystallise as layered complexes in supracrustals, or formed at depth within the tonalites. Today one sees in Archaean terrains anorthositic complexes and their (sometimes) bordering supracrustals that commonly occur (certainly in the Fiskenaesset region) as vast sheet-like remnant rafts within engulfing "gneisses". Taking into account these chronological relationships, the structure, stratigraphy and geochemistry of the complexes, and the chemistry of the gneisses, it is difficult to avoid the conclusion that the older and younger rock suites underwent essentially a similar petrogenesis.

ACKNOWLEDGEMENTS

My study of the anorthositic complexes is supported by the Geological Survey of Greenland and by the Natural Environment Research Council in London.

REFERENCES

- Б о г а т и к о в О.А., 1974. Анортозиты СССР. М., "Наука".
- B o w e s D.R., W r i g h t A.E., P a r k R.G., 1954. Layered intrusive rocks in the Lewisian of the north-west Highlands of Scotland. - "Quart. J. geol. Soc. Lond.", 120, 153-191.
- B o w e s D.R., B a r o o a h B.C., K h o u r y S.G., 1971. Original nature of Archaean rocks of northwest Scotland. - "Geol. Soc. Australia Sp. Publ.", 3, 77-92.
- B o w e s D.R., H o p g o o d A.M., 1973. Framework of Precambrian crystalline complex of northwestern Scotland. In: Pidgeon R.T., Macintyre R.M., Sheppard S.M.F and van Breemen O. (eds). Geochronology and isotope geology of Scotland: field guide and reference. 3rd European Congr. of Geochronologists, 1-14.
- B o u l a n g e r J., 1959. Les anorthosites de Madagascar. - "Madagascar Annales géol. Fasc.", 26, 1-71.

- Bridgewater D., Watson J., Windley B.F., 1973. The Archaean craton of the North Atlantic region. - "Phil. Trans. R. Soc. Lond.", A273, 493-512.
- Bridgewater D., Collerson K.D., Hurst R.W., Jesseau C.W., 1975. Field characters of the early Precambrian rocks from Saglek, coast of Labrador. - "Geol. Surv. Can. Pap.", 75-1, pt A, 287-296.
- Brooks C., Hart S.R., 1974. On the significance of komatiite. - "Geology", 2, 107-110.
- Burke K., Dewey J.F., Kidd W.S.F., in press. Dominance of horizontal movements, arc and microcontinental collisions during the later permobile regime. In: Windley B.F. (ed.) Early History of the Earth, London, J. Wiley.
- Chappell B.W., White A.J.R., 1970. Further data on an 'eclogite' from the Sittampundi complex, India. - "Min. Mag.", 37, 555-560.
- Collerson K.D., Jesseau C.W., Bridgewater D. in press. Crustal development of the Archaean gneiss complex: eastern Labrador. In: Windley B.F. (ed.) Early History of the Earth, London, J. Wiley.
- Davies F.B., 1974. A layered basic complex in the Lewisian, south of Loch Laxford, Sutherland. - "J. geol. Soc. Lond.", 130, 279-284.
- Davies F.B., in press. Large-scale early Scourian (pre-Badcallian) structures in the Scourie-Laxford region and their significance in the evolution of the Laxford front. - "J. geol. Soc. Lond."
- Dearnley R., 1963. The Lewisian complex of S. Harris with some observations on the metamorphosed basic intrusions of the Outer Hebrides, Scotland. - "Quart. J. geol. Soc. Lond.", 119, 243-312.
- Escher J.C., Myers J.S., in press. Early Precambrian volcanics and anorthosite in the Fiskenaasset region, southern West Greenland. - "Rapp. Gronlands geol. Unders".
- Herd R.K., Windley B.F., Ghisler M., 1969. The mode of occurrence and petrogenesis of the sapphirine-bearing and associated rocks of West Greenland. - "Rapp. Gronlands geol. Unders.", 24.
- Hor A.K., Hutt D.K., Smith J.V., Wakefield J., Windley B.F., 1975. Petrochemistry and mineralogy of early Precambrian anorthositic rocks of the Limpopo belt, southern Africa. - "Lithos", 8, 297-310.

- I r v i n g T.N., 1967. Chromium spinel as a petrogenetic indicator. pt 2: Petrologic applications. - "Can. J. Earth Sci.", 4, 71-103.
- J a h n B.-M., S h i h C.Y., M u r t h y V.R., 1974. Trace element geochemistry of Archaean volcanic rocks. - "Geochim. Cosmochim. Acta", 38, 611-627.
- J a k e s P., 1973. Geochemistry of continental growth. In: Tarling D.H. and Runcorn S.K. (eds). Implications of Continental Drift to the Earth Sciences, vol. 2, 999-1010, London, Academic Press.
- J a n a r d h a n a n A.S., L e a k e B.E., 1974. Sapphirine in the Sittampundi complex, India. - "Min. Mag.", 39, 901-902.
- J a n a r d h a n a n A.S., L e a k e B.E., in press. The origin of the metaanorthositic gabbros and garnetiferous granulites of the Sittampundi complex, Madras, India. - "J. geol. Soc. India".
- K a l s b e e k F., in press. Metamorphism of Archaean rocks of West Greenland. In: Windley B.F. (ed.) Early History of the Earth, London, J. Wiley.
- K a l s b e e k F., M y e r s J.S., 1973. The geology of the Fiskenaasset region. - "Rapp. Gronlands geol. Unders", 51, 5-18.
- L a c r o i x A., 1941. Les gisements de phlogopite de Madagascar et les pyroxénites qui les renferment. - "Annales géol. du Serv. Mines", Fasc. 11.
- L e e l a n a n d a m C., 1967. Occurrence of anorthosites from the charnockitic area of Kondapalli, Andhra Pradesh. - "Bull. geol. Soc. India", 4, 5-7.
- M a s o n R., 1973. The Limpopo mobile belt - southern Africa. - "Phil. Trans. R. Soc. Lond.", A273, 463-486.
- M c G r e g o r V.R., 1973. The early Precambrian gneisses of the Godthaab district, West Greenland. - "Phil. Trans. R. Soc. Lond.", A273, 343-358.
- M o o r b a t h S., 1975. The geological significance of early Precambrian rocks. - "Proc. Geol. Ass.", 86, 259-279.
- M o o r b a t h S., O ' N i o n s R.K., P a n k h u r s t R.J., G a l e N.H., M c G r e g o r V.R., 1972. Further rubidium-strontium age determinations on the very early Precambrian rocks of the Godthaab district, West Greenland. - "Nature Phys. Sci.", 240, 78-82.
- M o s h k i n V.N., D a g e l a i s k a j a I.N., 1972. The Precambrian anorthosites of the USSR. In: 24th Int. geol. Congr., Montreal, Sect. 12, 329-333.

- M y e r s J.S., 1973. Igneous structures and textures in the Major-gap qâva outcrop of the Fiskenaeset anorthosite complex. - "Rapp. Gronlands geol. Unders.", 51, 47-53.
- N i s h i m o r i R.K., 1974. Cumulate anorthositic gabbros and peridotites and their relation to the origin of the calc-alkaline trend of the Peninsular Ranges batholith. In: Geol. Soc. Amer. Abstr. with Prog. 6, 229-230.
- O ' H a r a M.J., 1961. Zoned ultrabasic and basic gneiss masses in the early Lewisian metamorphic complex at Scourie, Sutherland. - "J. Pet.", 2, 248-276.
- P a n k u r s t R.J., M o o r b a t h S., M c G r e g o r V.R., 1973. Late event in the geological evolution of the Godthaab district, West Greenland. - "Nature Phys. Sci.", 243, 24-26.
- P a v l o v s k y Ye.V., 1971. Early stages in development of the earth's crust. - "Int. geol. Rev.", 13, 318-331.
- P l a t t R.G., M y e r s J.S., in press. Corona structures from the Fiskenaeset complex, West Greenland. In: Progr. Experimental Petr. 3.
- R a m a d u r a i S., S a n k a r a n M., S e l v a n T.A., W i n d l e y B.F., in press. The stratigraphy and structure of the Sittampundi complex, Tamil Nadu, India. - "J. geol. Soc. India".
- R o b e r t s o n I.D.M., 1970. Geology Report, Rhodesian Sch. Exploration Soc., 20th Exped., 19-23.
- S h a c k l e t o n R.M., in press. Shallow and deep level exposures of Archaean crust in India and Africa. In: Windley B.F. (ed.) Early History of the Earth, London, J. Wiley.
- S h e r a t o n J.W., 1970. The origin of the Lewisian gneisses of northwest Scotland, with particular reference to the Drumbeg area, Sutherland. - "Earth and Plan. Sci. Lett.", 8, 301-310.
- С и д о р е н к о А.В., 1969. О едином историко-геологическом принципе изучения докембрия и постдокембрия. - "Докл. АН СССР,
- S u b r a m a n i a m A.P., 1956. Mineralogy and petrology of the Sittampundi complex, Salem district, Madras State, India. - "Bull. geol. Soc. Amer.", 67, 317-379.
- T a r n e y J., in press. Geochemistry of Archaean high-grade gneisses, with implications as to the origin and evolution of the Precambrian crust. In: Windley B.F. (ed.) Early History of the Earth, London, J. Wiley.
- T a r n e y J., D a l z i e l I.W.D., W i t M.J., in press. Marginal basin "Rocas Verdes" complex from S. Chile: a model for

- Archaean greenstone belt formation. In: Windley B.F. (ed.) Early History of the Earth, London, J.Wiley.
- V i l j o e n M.J., V i l j o e n R.P., 1969₁. The geology and geochemistry of the Lower Ultramafic Unit of the Onverwacht Group and a proposed new class of igneous rock. - "Geol. Soc. S. Afr. Sp. Publ.", 2, 55-85.
- V i l j o e n R.P., V i l j o e n M.J., 1969₂. Evidence for the composition of the primitive mantle and its products of partial melting from a study of the rocks of the Barberton Mountain Land. - "Geol. Soc. S.Afr. Sp. Publ.", 2, 275-295.
- W a t s o n J., 1969. The Precambrian gneiss complex of Ness, Lewis, in relation to the effects of Laxfordian regeneration. - "Scott. J. Geol.", 5, 269-285.
- W i n d l e y B.F., 1969. Anorthosites of southern west Greenland. In' Kay M. (ed.) North Atlantic - Geology and Continental Drift. Amer. Ass. Petrol. Geol. Mem. 12, 899-915.
- W i n d l e y B.F., 1973. Archaean anorthosites: a review. - "Geol. Soc. S. Afr. Sp. Publ.", 3, 319-332.
- W i n d l e y B.F., H e r d R.K., B o w d e n A.A., 1973. The Fiskenaesset complex, West Greenland. Pt 1: A preliminary study of the stratigraphy, petrology and whole rock chemistry from Qeqertarssuatsiaq. - "Bull. Gronlands geol. Unders", 106 (also "Meddr. Gronland", 196, 2).
- W i n d l e y B.F., S m i t h J.V., 1974. The Fiskenaesset complex, West Greenland. Pt 2: General mineral chemistry from Qeqertarssuatsiaq. - "Bull. Gronlands geol. Unders.", 108 (also "Meddr. Gronland", 196, 4).
- W i n d l e y B.F., S e l v a n T.A., 1975. Anorthosites and associated rocks of Tamil Nadu, southern India. - "J. geol. Soc. India", 16, 209-215.
- Y a r d l e y B.W.D., B l a c i c J.D., in press. Sapphirine in the Sittampundi complex, India: a discussion. - "Min. Mag."

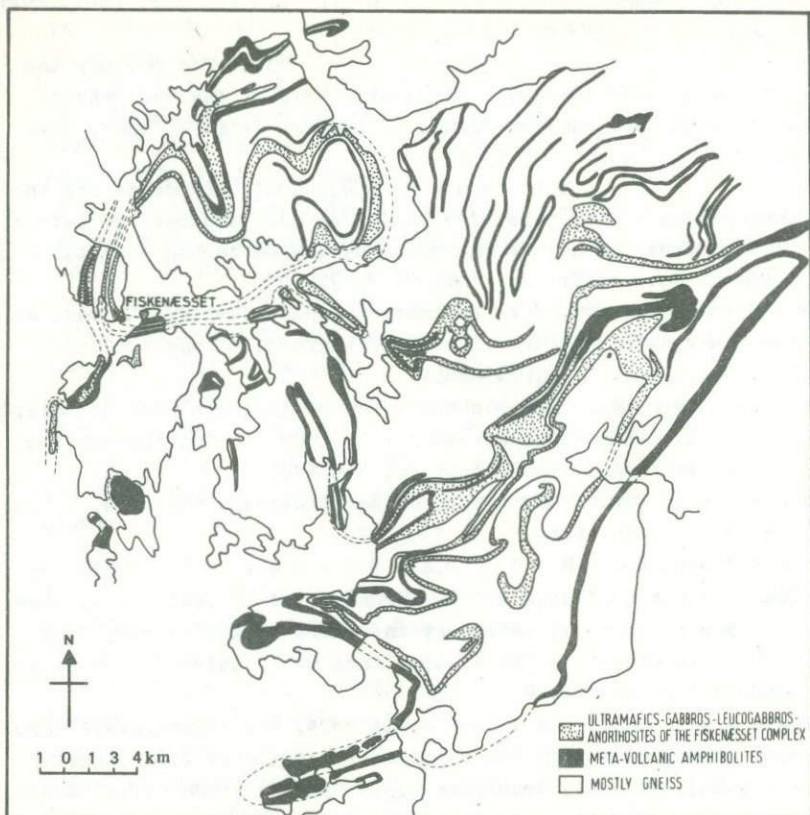


Fig. 1. Map of the western part of the Fiskenaasset region, West Greenland (after Kalsbeek and Myers, 1973) showing the occurrence of the layered anorthositic complex

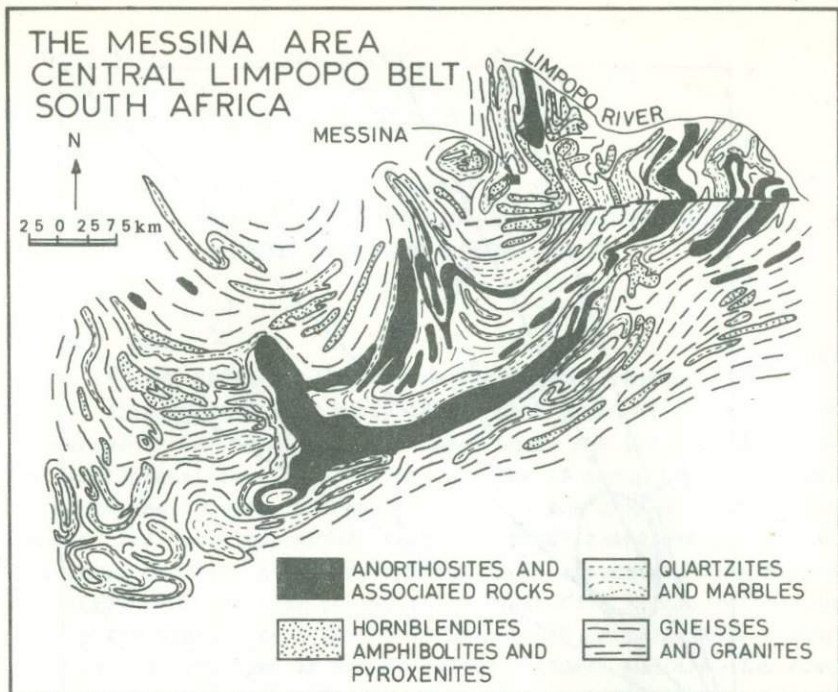


Fig. 2. Map of the central part of the Limpopo belt, southern Africa showing the distribution of the anorthosite complex in the Messina Formation (derived from several sources and Hor et al., 1975)

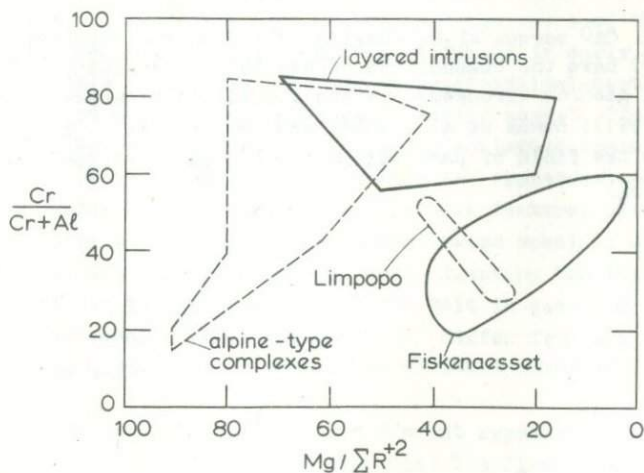


Fig. 3. The composition of chromites from the Limpopo (after Hor et al., 1975) and Fiskenaasset (after Steele et al., in prep.) complexes compared with chromite compositions for layered and alpine-type complexes after Irving (1967). $Cr/(Cr + Al)$ is plotted versus $Mg/(Mg + Fe^{2+} + Mn)$

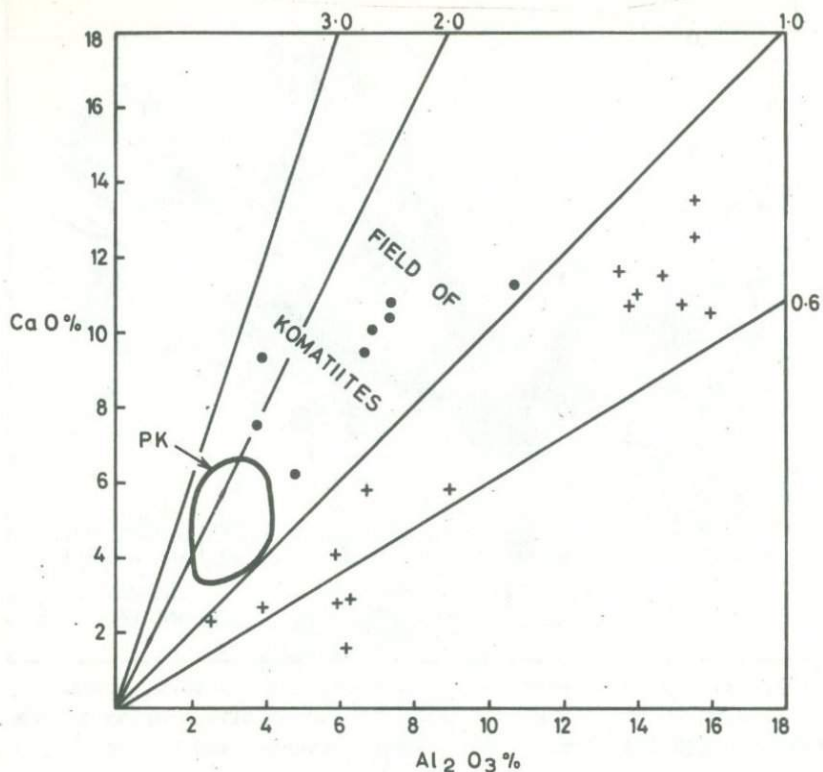


Fig. 5. CaO versus Al_2O_3 , showing that Scourian mainland peridotites (dots) have the composition of basaltic komatiite (> 1), whilst overlying gabbros (crosses) are non-komatiitic. Analyses from O'Hara (1961), Bowes et al. (1964) and Bowes et al. (1971). PK indicates the field of peridotitic komatiites of Viljoen and Viljoen (1969₂)

В.З о у б е к (Чехословакия)
ПРОЕКТ № 22 МПГК: "ДОКЕМБРИЙ ПОДВИЖНЫХ
ЗОН" - ЕГО ПРОШЛОЕ, НАСТОЯЩЕЕ И БУДУЩЕЕ

V. Z o u b e k (Czechoslovakia)
THE IGCSP PROJECT N 22: "PRECAMBRIAN IN YOUNGER FOLD BELTS" -
ITS PAST, PRESENT STATE AND FUTURE

1. THE BASIS AND REASONS OF THE PROJECT PROPOSAL

(1.1) Already in a very early development stage of the geological sciences it has been recognized that there are two fundamental types of continental crust. (a) In the regions of early consolidation (the Precambrian shields, ancient platforms), the complexes that originated (i.e. were deposited, folded, metamorphosed and penetrated by plutonic bodies) in the Precambrian times underwent later none or insignificant changes; (b) In the younger fold belts, called generally the mobile zones of the Earth's crust, geosynclinal-tectogenic cycles developed in the Phanerozoic times, and also the Precambrian socle was intensely reworked by the pertinent tectonic, metamorphic and plutonic processes.

Different signification and importance was attributed to this well known feature of the Earth's crust. One of the two fundamental concepts is based on the presumption that the whole of the continental sialic crust (viz. its deep layers) formed in early Precambrian times; in this conception, the younger geosynclinal-tectogenic belts (called also "orogenic belts", "mobile zones", "fold belts") originated by regeneration in regionally delimited zones. - The other concept is based on the idea that the Phanerozoic mobility of the respective belts resulted from specific features existing since the beginning of the Precambrian times; these specific conditions caused also the rejuvenation processes affecting the fundament (socle) of the geosynclinal-tectogenic belt in question. Thus, in this second concept, the "mobile belts" differ from the "stable" type of the Earth's crust since the earliest times of the geological history.

These two concepts reflect in different approaches to the correlation of the Precambrian complexes. (a) The first concept resulted in the correlation trend based mainly on the lithological (pre-metamorphic and metamorphic) similarity of the complexes to be corre-

lated, also if they belonged to different geosynclinal-tectogenic belts or even to different fundamental crustal types mentioned above. (b) According to the second concept, the conditions in different fold belts (and in a different fold belt and its consolidated fore-land) were essentially different in a given time period; on the other hand, different orogenic belts may show similar features in analogous development stages. Thus, the time correlation of the Precambrian fundament can be based on lithological similarities only within the limits of one (for instance, Variscan) belt (and not in two different orogenic belts, nor in a younger orogenic belt and its consolidated fore-land).

According to the results achieved during the last decades, it is the second concept which corresponds to the geological reality. On the other hand, the comparison and correlation of the Precambrian fundament in different fold belts (mobile zones) and/or in a fold belt and its consolidated fore-land offers the possibility to recognize the primordial causes of the specific development of the respective parts of the Earth's crust and, moreover, to understand the global processes by which the first, oldest Earth's crust formed.

(1.2) The other reason emphasizing a specific importance of the correlation studies centred on the Precambrian of mobile zones of the Earth's crust is the unsatisfactory state of our knowledge when compared with the ancient platforms and shields. It would be useless to repeat the well known reasons of this state of things which have been enumerated in many documents. I would emphasize here only that the insufficiency in this field of geology acts as a brake in the general development of the geological sciences: the progress of any scientific discipline is retarded if one of its important parts stays backwards. This is particularly serious in the given case as one of the keys of the development of any area of the Earth's crust is concealed in its oldest development.

(1.3) Under the specific conditions of correlating the Precambrian in younger fold belts, the "non-stratiform" geological events are of outstanding importance. Therefore, a particular attention was paid to the volcanic, metamorphic, plutonic, tectonic and other events (Zoubek, 1969).

2. ORIGIN AND DEVELOPMENT OF THE PROJECT

The above outlined ideas attracted and encouraged me some eight years ago to present the first proposition to correlate the Precambrian

fundament of the mobile zones of the Earth's crust and, on the other hand, to correlate it with the Precambrian of the regions of early consolidation. The final aim of the design is global; it is intended to correlate the Precambrian fundament of all Phanerozoic orogenic belts and, secondly, to correlate the principal features and events in Precambrian complexes of mobile zones with the Precambrian of the early consolidated areas. In this, the Project Precambrian of Mobile Zones represents a complementary correlation study to the projects proposed to correlate the Precambrian in the shields and ancient platforms. When considering the extraordinary complexity of the problem, it appeared to be reasonable to establish, in the first period, the correlation within the limits of rather homogeneous geological regions (provinces). Following this line, I have proposed, for the first IGCP period in 1970-1975, a project comprehending the area of European Variscides which was running at that time under the short title "Precambrian of Mobile Zones I" (Project leader V. Zoubek). When the IGCP was accepted into the inter-governmental programmes of Unesco (as a common Unesco and IUGS venture), the IGCP Board decided at its session held in Vienna in 1974 to associate, with the original Project dealing with the Precambrian of the European Variscides, the project concerned in the Precambrian of the Balkan area (proposed by V. Vergilov, Bulgaria), the project concerned in the correlation of the Precambrian of the Carpathians and Eastern Alps (proposed by V. Janovici and the Roumanian Geological Survey) and of the Himalayas (proposed by the Geological Survey of India). The IGCP Board accepted this comprehensive project as Project N 22 under the title "Precambrian in Younger Fold Belts" within the priority area 2 of the Category A ("key projects"). According to the proposal of F.W. Dunning and A.L. Harris (U.K.), the project has been extended by the Precambrian of Nordic Caledonides. Besides the pertinent European and Himalyan countries, representatives of some other countries (Brazil, Zambia) also announced their interest to participate in this Project.

In the organigramme convened by the Project Assembly in Rennes, September 1974, the regional principle of the original projects has been respected and four regional Commissions (I-IV) have been constituted. These Commissions corresponding generally in the regional extension to the originally proposed projects are centred, in the first stage, on the correlation within the limits of their rather homogeneous geological provinces. The mutual coordination and inter-regional correlation is secured by the Coordinating Council consisting of the leaders (coordinators) of the Regional Commissions

and by the General Assemblies which should be convocated in two- (or exceptionally three-) years' intervals.

From the above mentioned it follows that the Precambrian development in the younger fold belts can be satisfactorily understood only when compared and correlated with the Precambrian of their early consolidated fore-land. Thus, the north-eastern foreland of the European Caledonian, Variscan and Alpine belts (the Baltic and Ukrainian shields, the East-European platform, the consolidated Early Precambrian blocks of the British Isles) will be involved, to a limited necessary measure, into the correlation studies.

The first results have been reported and discussed at the two conferences organized by the Czechoslovak part (Precambrian des..., 1974)¹ and the French part (Rennes, 1974, materials are in press) of the Project. Some of the problems and results in question have been reported and discussed also at the conference "Les corrélations du Précambrien" (Rabat, 1970, see Actes du... 1972) organized jointly by the Geological Survey of Maroc and the C.N.R.S. under the leadership of G.Choubert and A.Faure-Muret (leaders of the IGCP Project N 2) and at the Kossmat colloque (Karl-Marx-Stadt, 1974, materials are in press) organized by the Deutsche Akademie der Naturwissenschaften "Leopoldina" under the leadership of A.Watznauer. In agreement with the recommendation of the IUGS, a regional IGCP meeting of the East-European countries was organized in Czechoslovakia in 1974 (Geological..., 1975). It was agreed that the results of integrated regional studies should be used for the aims of the IGCP Projects.

In the following I would like to mention.

3. SOME SELECTED RESULTS

which may be of some interest for the other IGCP Projects, referring to the Reports (Collected papers) of the mentioned conferences for further details.

In the Precambrian of the Bohemian, French and Iberian massifs and of the German "horst-mountains", it was possible to distinguish and partly delimit and correlate two main developments of Precambrian complexes. For the Barrandian-Brioverian complex, the Late Precambrian (Upper Proterozoic) age has been definitely stated. The

¹ To be obtained at the IGCP Secretariat Unesco or at the Geological Institute of the Czechosl. Acad. Sci., 165 00 Praha 6-Suchbátel, Czechoslovakia.

age of the Moldanubian complex has not yet been unequivocally established. At present, the relation of these two complexes remains a crucial problem of the Precambrian of the European Variscides. To find the definite solution, two models are being elaborated, using lithostratigraphical, structural-analytical, petrological, micropaleontological, geophysical and other methods. - One of the two models takes the two developments for individual (even if incomplete) geosynclinal-tectonic cycles, the Moldanubian being older (Middle Proterozoic ?) in age; in this conception, the two developments represent two individual lithostratigraphic supergroups. - In the other model, the two developments are supposed to represent different lithological and metamorphic facies of one geosynclinal-tectonic cycle. - The "two-models' approach" has proved to be very fruitful for the solution of some important partial problems, e.g., the question of appurtenance of some "dubious" units to one or another complex. This also helped to advance the study of some most complex correlation problems and to refine some of the methods and interpretations.

The results of the studies speak mostly in favour of the first of the above mentioned models which is accepted now by the prevailing part of the interested specialists. However, a not negligible number of specialists basing, first of all, on some radiometric data (Rb-Sr), and on the lack of unconformities and of the transgression phenomena are defending the second model. To clear up definitely this cardinal question, detailed studies are envisaged, with the aim to establish main stratotypes and lithotypes in both developments, to find out the geochemical characteristics of the initial volcanic formations and of the terrestrial metasediments, particularly of the organogenic materials, to perfectuate the radiometric methods and interpretations of the obtained data, to proceed with the micro-paleontological studies, etc.

Irrespective of the rather controversial chronostratigraphical position of the two complexes, some partial correlation problems have been solved. General regional lithostratigraphical columns have been elaborated for the two complexes, the "supergroups" being divided into "groups", "formations", and occasionally even "members". The general validity of some stratigraphical columns has been stated for a good part of the Precambrian of the European Variscides by the first interregional correlation studies. But, most of the correlation work remains to be done in order to recognize and elucidate the lateral-facial changes, the tectonic complexity, the cyclical stage development etc. Some of the first

results proved to be of economic value. Through the stratigraphical subdivision and correlation of the Moldanubian unit, the position of some formations important for the site of graphite deposits stated formerly in the Czech part of the Bohemian Massif has been applied and extended to other regions; lithostratigraphical horizons topomineralogically favourable for the epigenetic ore mineralization have been established. - The structural and geochemical analysis of plutonic rocks emplaced into the Precambrian fundament has given some useful indications for the prospection on epigenetic ores.

First steps in the correlation of the Precambrian fundament in the Variscan and West-Carpathian belts have shown a constancy of character of the Precambrian in the individual belts, and essential differences between the two belts. Through micropaleontological studies, essential differences have been stated between the formations of the pre-Variscan socle of the Bohemian Massif and the pre-Neoidic socle of the West Carpathians. In the but slightly metamorphosed rocks of the Barrandian Precambrian, only the Upper Proterozoic (and "Cambrian") forms of sporomorphs (acritarchs) have been found (Timofeev, Konzalova, Pacltova); from the Carpathian rather strongly metamorphosed rocks (amphibolite facies), many post-Cambrian forms have been reported (O. Čorná). Thus, the Precambrian age of the West-Carpathian crystalline complexes, formerly correlated with the Precambrian of the Variscan belt due to their lithological similarity, has been brought to doubt. Further detailed studies are planned to elucidate this primordial question of the Precambrian correlation. Generally, the results of micropaleontological studies supported the above mentioned presumption of essentially different development of the Precambrian in different orogenic belts.

Through comparative studies of the anomalous gravimetric field in the area extending from the Bohemian Massif to the Vosges, a rather constant character of individual structural units has been stated. It was possible to follow (tentatively) the general course of the main Precambrian structural units buried below the platform cover in the German epi-Variscan platform. These preable results have to be confirmed and documented by the results of deep borings carried out in the platform cover in West German territory which penetrated into the socle.

The problem of the Precambrian/Cambrian boundary, very difficult and complex in mobile areas, has been attacked by paleo-paly-nological, paleoclimatic and structural methods. The importance of

the paleovolcanic events for the stratigraphic division and correlation of the Precambrian complexes studied has been recognized and successfully applied in some concrete correlation cases.

The first comparative studies of the "central massifs" (intermontane stable blocks) incorporated into the younger fold belts have shown essential differences in their composition, behaviour, gravity character etc. For example, the Precambrian complexes of the Variscan intermontane block in the Bohemian Massif do not differ essentially from those of the subsided neighbouring more mobile areas; one of its main parts - the Moldanubian Elevation of a negatively anomalous gravity character - has been strongly reheated and rejuvenated by the Variscan plutonism. On the contrary, Jantski stated that the Panonian intermontane block of a pronounced positively anomalous gravity character resisted the Variscan and Neotectonic and geothermic processes and represents a fragment torn from the East European platform (fore-land). A quite different type is represented, according to the studies by the Bulgarian specialists, by the Massif of Rhodope. - The correlation studies will surely contribute to clear up some general problems of the formation of mobile belts (the problems of rejuvenation, remobilization, incorporation of the "megafragments" of the fore-land into a younger fold belt, etc.).

The first steps in the correlation of the Precambrian of the mobile belts with the Precambrian of the areas of early consolidation proved that the hope of particularly important results of these studies was fully justified. (1) As presumed, the basic correlation of the two essentially different types displays an antithetic character as far as the paleogeographic, sedimentary, eustatic and some other phenomena are concerned. (2) On the other hand, it has been confirmed that the general chronostratigraphic scale can be obtained only from the Precambrian of the early consolidated areas. (3) Many of the basic phenomena occurring in the Precambrian complexes - particularly the "development in stages" - can be rightly understood only on the basis of experience obtained by the study of the Phanerozoic geosynclinal-tectogenic cycles associated with the Precambrian fundament. The regular succession of the initial (eugeosynclinal), middle ("miogeosynclinal", "flysch"), late ("orogenic", "molasse") and the final (platform) stages clearly documented in the Phanerozoic folded belts is valid also for the post-Archean Precambrian sequences as it has been recognized, e.g., by common studies of the Czech, Finnish and Soviet specialists in the Proterozoic complexes of Karelia and southern Finland. The correct dis-

inction, definition and delimitation of the four named basic stages is of a primordial importance for the regional stratigraphical subdivision and correlation of the Precambrian complexes. Consequently, this is one of the first tasks which should be solved when implementing the Precambrian Projects. In particular, the last two development stages - the orogenic (molasse) stage and the platform stage - have been in many cases not clearly distinguished, both formations being non-metamorphic and not at all or very slightly folded, cover unconformably the folded fundamentals and are not separated from each other by pronounced unconformity. The correct distinction of the two last development stages of the geosynclinal-tectogenic cycles is of primordial importance for the understanding of the development of the magmatic processes and the associated endogeneous mineralization. Moreover, the presence or absence of the molasse stage is decisive for the further development of the pertinent fold belt.

Another result of the comparative and correlative studies of the Precambrian in the Phanerozoic fold belts and in their consolidated fore-land is the knowledge of the significance of (meta) volcanic leptynitic rocks for the regional and interregional stratigraphy of the Precambrian complexes. After the importance of the leptynitic rocks as stratigraphic markers has been recognized in the Moldanubian complexes, it was possible to establish analogical cases in the earlier sequences of the Baltic shield. At the same time, the petrographical (and geochemical) composition of the initial magmatic formations proved to be characteristic of individual Precambrian complexes and, by this, they may be used as important markers of geosynclinal cycles. The results of pertinent studies are in print.

THE WORK PLANNED

The programme of the correlation studies for the next future has been elaborated by the Liblice (1972) and Rennes (1974) meetings. I shall quote the last propositions (Rennes) in the original French wording:

1 - Etablissement de lithostratotypes généraux

Etablissement de lithostratotypes-limites

Ils peuvent être obtenus par les méthodes pétrologiques, géochimiques, structurales, radiométriques, palynologiques etc.

Dans une première étape il est décidé, grâce à une collaboration franco-tchécoslovaque, de définir le lithostratotype de la partie supérieure du Protérozoïque (Briovérien-Barrandien)

de la limite entre la série flyschoides sans volcanisme et la série volcanisée sous-jacente dans la coupe de la vallée de la Vltava au sud de Prague (barrage de Štěchovice) et dans la série de Binic, et si possible dans une coupe du Briovérien normand. Il est recommandé d'établir des coupes analogues dans d'autres domaines du Précambrien des zones mobiles phanérozoïques.

- 2 - Développement de la palynologie appliquée aux corrélations du Protérozoïque supérieur.
- 3 - Corrélations de la zonalité métamorphique dans ces domaines.
- 4 - Typologie comparée des structures internes, à toutes échelles.
- 5 - Corrélations entre les formations volcaniques en utilisant en particulier la géochimie des éléments majeurs et en traces.
- 6 - Corrélations des données géophysiques et de leurs interprétations géologiques.
- 7 - Corrélations des roches granitiques gisant dans les complexes précambriens.
- 8 - Corrélation des gîtes minéraux stratiformes.
- 9 - Etude géochimique comparée des oligoéléments et hydrocarbures dans les couches carburées.
- 10 - Recherches des relations mutuelles entre le Protérozoïque Barrandien-Briovérien d'une part et les domaines rapportés au Moldanubien de l'autre. Signification géologique des âges radiométriques obtenus sur ces terrains.

x x x

Allow me to conclude my report with some personal words. Due to the well known particularities of the development of the Earth's crust in the Precambrian times, the Precambrian in general is the most complex and most difficult part of the geological correlation, and the Precambrian fundament of the Phanerozoic fold belts poses the most complex problems to the correlation of Precambrian. I was well aware of many of the difficulties already when presenting the first draft of the Project "Precambrian of Mobile Zones" some eight years ago, but I was to meet more of them in the course of the implementation of the Project. Thus, sometimes, I have enjoyed this rather adventurous undertaking (as a source of many interesting studies), sometimes regretted (due to the methodical, organizational and other difficulties which I had to meet in consequence of the extraordinary complexity of the task). But I feel that, with regard to the results so far achieved, the auspices of the Project are favourable; only we have to be aware that this is one of the most diffi-

cult, but also most promising areas of the geological sciences of the present time and the next future and thus it deserves high efforts to be centred upon its study.

REFERENCES

- Actes du Colloque Internat. sur les corrélations du Précambrien, 1972.(Agadir-Rabat, 3-23 mai 1970) Rabat-Paris.
- Geological Correlation, N 3, p. 8, 1975.
- Précambrien des zones mobiles de l'Europe, 1974 (Conférence Liblice 1972). Praha.
- Z o u b e k V., 1969. Some comments on the field of activity of the 4th division of the International Geological Correlation Programme (IGCP). In: Materials from the meeting of the Unesco-IUGS experts Budapest.

Э.Б.Н а л и в к и н а (СССР)
О КРИТЕРИЯХ КОРРЕЛЯЦИИ ОБРАЗОВАНИЙ РАННЕГО ДОКЕМБРИЯ

E. B. N a l i v k i n a (USSR)
ON CRITERIA OF CORRELATION OF EARLY PRECAMBRIAN
FORMATIONS

Учитывая явление направленного развития земной коры, можно полагать, что образования, возникшие в различные эпохи ее развития, кроме геологического сходства имеют черты, свойственные образованиям именно данного времени, — специфические черты, не проявляющиеся ни раньше, ни позже. Отсюда следует необходимость выявления этих черт, т.е. для корреляции раннего докембрия основными остаются пока геологические критерии.

Среди геологических критериев корреляции мы выделяем следующие главные.

1. Критерий состава пород, ассоциаций пород — формаций, ассоциаций формаций. Например, одними из древнейших — архейских являются чарнокиты, различные разновидности которых образуют особую специфическую чарнокитовую формацию, позже не повторяющуюся.

2. Критерий структур в широком масштабе — структур пород, формаций, структур ассоциаций формаций, слагающих части земной коры равного времени образования. Например, структура ассоциаций формаций — древнейшей офиолитовой и чарнокитовой — характеризуется мозаичным строением. Мозаичное строение имеют громадные блоки древней, архейской земной коры на различных континентах.

В отличие от мозаичной структуры архейских складчатых областей образования более молодых складчатых областей, начиная с раннего протерозоя, имеют поясовое строение.

3. Критерий истории образования и преобразования вещества. Например, мы выделили древнейшую, архейскую офиолитовую ассоциацию. При ее изучении удалось установить, что наиболее распространены из слагающих ее пород были основные вулканогенные. Затем они подверглись складчатости и региональному метаморфизму в условиях гранулитовой фации с образованием пироксен-плагиоклазовых кристаллических сланцев и гнейсов. Затем эти породы подверглись региональной гранитизации в условиях, близких к гранулитовой фации, с образованием чарнокитов. Указанная ис-

Схема корреляции офиолитовых ассоциаций раннего докембрия

Офиолитовые ассоциации	Фундамент Восточно-Европейской платформы	Фундамент Сибирской платформы	Фундамент Индостанской платформы
Раннепротерозойская	Серии конкско-белозерская, пезозерская, парандовская, бергаульская, хаутоварская и др., заключенные в них синхронные тела габброидов и гипербазитов	Серия енисейская, в ряде серий Станового комплекса, заключенные в них синхронные тела габброидов и гипербазитов	Серии дарвар, соколи синкбухуна, заключенные в них синхронные тела габброидов и гипербазитов
Архейская	Серии побужская, бурско-днестровская. В сериях кольской, беломорской заключенные в них синхронные тела габброидов и гипербазитов	В сериях канской, иенгрской, тимптонской и др., заключенные в них синхронные тела габброидов и гипербазитов	В комплексе "гнейсы полуострова"

тория образования и преобразования вещества на больших площадях земной коры характерна именно для определенного времени, и ни раньше, ни позже ничего подобного не происходило.

Таким образом, следует подчеркнуть, что породы, формации и ассоциации формаций, возникшие в разное время на Земле, различаются составом, структурами, историей их образования и преобразова-

Канадский щит	Фундамент Антарктической платформы	Фундамент Африканской платформы	Фундамент Австралийской платформы
Серии киватин, иеллоунайф и другие аналоги этих серий, заключенные в них синхронные тела габброидов и гипербазитов	Не известны	Породы камбуи, биримия, кибали додома, ньянза, собакавийской, буловайской и других серий и систем, заключенные в них синхронные тела габброидов и гипербазитов	Серия фсртескью и др. и заключенные в них синхронные тела габброидов и гипербазитов
В "гнейсогранулитовом комплексе"	Реликты среди гранитизированных архейских пород гнейсового комплекса	В комплексе основания, среди пород догомия	Реликты среди гранитизированных архейских пород

ния, что и позволяет по этим признакам выделять в земной коре однотипные ассоциации, характерные для данного времени ее образования и не проявляющиеся в тождественном виде ни в какое другое время, и коррелировать эти ассоциации пород в разных регионах.

В качестве примера может быть приведена схема корреляции древнейших офиолитовых ассоциаций (см. таблицу).

А.Н.Н е е л о в (СССР)
ЭВОЛЮЦИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПЕРИОДИЗАЦИЯ

A.N.N e e l o v (USSR)
EVOLUTION OF THE EARTH CRUST AND DIVISION INTO
GEOLOGICAL PERIODS

С развитием изотопной геологии выявилось, что стратиграфические подразделения и структуры земной коры, относящиеся к одному таксонометрическому рангу, характеризуются примерно одинаковой длительностью формирования (Хаин, 1973, и др.), а геологическая стадия развития Земли охватывает громадный интервал времени (не менее 4,0-4,5 млрд. лет).

В настоящее время выявлена периодичность крупного масштаба с длительностью мегациклов 0,8-1,0 млрд. лет, в течение которых формируются комплексы метаморфических пород раннего докембрия. Они нередко параллелизуются с геосинклинальными комплексами фанерозоя, а большая длительность их формирования объясняется постепенным "ускорением темпа и увеличением амплитуды тектонических движений" от докембрия до наших дней (Салоп, 1964, 1973). Полагают, что интервалы времени, соответствующие таким мегациклам, представляют собой этапы (или скорее стадии) необратимой эволюции Земли, каждый из которых характеризовался п р и п ц и п и а л ь н ы м и закономерностями проявления важнейших геологических процессов. Специфика докембрийских (особенно раннедокембрийских) этапов подчеркивалась выделением дорифейской "пангеосинклинальной" или "панплатформенной" стадии, раннедокембрийской "лунной" и "нуклеарной" стадий (Павловский, 1962, 1975), раннедокембрийских "про-" и "протогеосинклинальных" стадий (Шуркин, Митрофанов, 1970). Однако детальные исследования древних (~ 3 млрд. лет) докембрийских образований, особенно слабо метаморфизованных (Anhaeusser, 1969; Glikson, 1970 и др.), показали, что на различных континентах (Западная Австралия, Канада, Южная Африка, Индия) эти отложения накапливались в прегибах, приуроченных к зонам разломов, и характеризуются обычными для геосинклиналей формациями и направленностью геологических процессов.

Несравненно большие затруднения возникают при изучении глубоко метаморфизованных и неоднократно деформированных докембрийских комплексов. Их выделение, расчленение и корреляция требуют применения специальных методов. Меньшей информативностью характеризуются и изотопные датировки, геологическая интерпретация которых не имеет пока однозначного решения.

Изучению ранних периодов эволюции земной коры древних континентов посвящены многолетние исследования Института геологии и геохронологии докембрия АН СССР, проводимые в Восточной Сибири. Спецификой этих комплексных исследований является использование в качестве основы для расчленения и корреляции метаморфических образований структурно-метаморфического метода, позволяющего восстанавливать относительную последовательность формирования метаморфических и магматических комплексов и определять границы их первоначального распространения (Другова, Неелов, 1960; Судовиков и др., 1965). Широко применялись также методы реставрации первичного состава и генезиса метаморфических пород, что позволило выявить наиболее существенные литолого-формационные отличия разновозрастных комплексов пород в разных структурных зонах. Кроме того, была сделана попытка выявить и изучить эпохи глубокой эрозии и плинации палеоструктур земной коры с помощью палео-метаморфических карт. Термодинамические условия формирования равновесных парагенезисов метаморфогенных минералов (опирающиеся на экспериментальные данные) были использованы для оценки примерной амплитуды вертикальных движений (Неелов, 1972). Использование изотопных датировок для определения возраста и корреляции метаморфических и магматических комплексов было ограничено в силу почти повсеместного и различного по времени их омоложения в разновозрастных структурных зонах (Геохронология..., 1968). Тем не менее некоторые важнейшие геологические процессы в региональной структурно-метаморфической шкале с той или иной степенью достоверности могут быть привязаны к геохронологической шкале. В первую очередь это относится к поздним "орогенным" и платформенным образованиям, а также к эпохам плинации древних структур, сопровождавшимся почти одновременным включением изотопных часов на обширных территориях "всплывающих" древних кратонов (рис. I).

Суждение о применимости совокупности перечисленных выше методов изучения метаморфических комплексов может быть высказано только в том случае, если созданная на их основе модель строения и эволюции земной коры континентов окажется реальной и будет согла-

сована с имеющимися в настоящее время геолого-геофизическими данными.

Для разработки такой модели автором привлечен материал по геологии юга Восточной Сибири, Монголии, северных районов Китая и Кореи и северо-восточного сектора Тихоокеанского складчатого пояса. Новейшие материалы по геологии докембрия этих регионов систематизированы в ряде обобщающих работ, вышедших в последние годы (Геологическое строение..., 1966; Докембрий..., 1973; Маракушев и др., 1971; Утасин и др., 1975). Важные новые данные были получены также по строению и эволюции земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану (Родников, Родникова, 1974; Структура..., 1974; Утасин и др., 1975) и в океанах (Пейве, 1975; Соловьева, 1975).

В рамках статьи можно лишь очень кратко охарактеризовать предлагаемую модель строения и эволюции континентальной земной коры на примере Восточно-Азиатского региона и остановиться на следствиях, вытекающих из этой модели и непосредственно касающихся проблемы геологической периодизации докембрия.

Рассматриваемая территория, как это показано на схеме эволюции геоблоков (рис. 1), объединяет ряд крупных блоков земной коры, границами которых являются зоны глубинных разломов. Начало процессов континентального корообразования в этих геоблоках относится к раннему времени. Неодновременно завершается и их стабилизация с переходом к структурам, формирующимся уже на зрелой коре континентального типа. В то же время все эти разновозрастные геоблоки (исключая Внешнюю зону Тихоокеанской складчатой области) характеризуются единым типом строения глубинного метаморфического фундамента, обнаженного на обширных площадях в древних структурах и более глубоко залегающего в молодых геоблоках.

Метаморфический фундамент имеет двухъярусное строение. Нижний структурный ярус сложен породами, относящимися преимущественно к слабо дифференцированным граувакко-тепелитовым формациям, и характеризуется наиболее глубинным региональным метаморфизмом, отвечающим гранулитовой или высокотемпературной альмандин-амфиболитовой фации (зверевский, урманский и другие метаконплексы). Верхний метаморфический структурный ярус повсеместно (там, где это специально изучалось) перекрывает глубоко эродированные образования нижнего структурного яруса. Его составляют породы, относящиеся преимущественно к осадочным формациям, в которых кислые и основные вулканы играют подчиненную роль. Они также характеризуются глубоким и сравнительно однородным на больших площадях региональным ме-

таморфи́змом, соответствующим альмандин-амфиболитовой фации (становой, удинский и другие мегакомплексы). На глубоко эродированной поверхности перед второго структурного яруса залегают обычно менее глубинные комплексы, характеризующиеся большей частью зональным метаморфизмом андалузит-силлиманитовой фациальной серии или зеленосланцевым (рис. 1). В формационном отношении эти комплексы разнообразны и включают породы, характерные для геосинклинальных, для переходных к орогенным и присущие орогенным формациям. Исключения из этого правила, относящиеся к Южно-Монгольской зоне и некоторым другим структурам, будут рассмотрены при обзоре палеотектонических схем.

Два нижних метаморфических комплекса в разновозрастных геоблоках имеют существенные отличия от вышележащих комплексов докембрийского и фанерозойского возраста. Они слагают большие площади, в пределах которых породы однородно деформированы и регионально метаморфизованы. Выделение каких-либо крупных конседиментационных структур (прогибов, поднятий и т.п.) в пределах этих площадей невозможно, хотя для отдельных пачек и горизонтов литологические методы позволяют иногда определить положение областей сноса и удаленность от них. Здесь мы имеем глубинные сечения мощной призмь полициклично накопившихся осадочных и осадочно-вулканогенных пород, в которых фиксируются последние по времени деформации и метаморфизм, однородно проявившиеся на больших глубинах. Полицикличность формирования метаморфических комплексов подтверждается дometаморфическими несогласиями, разделяющими толщи различного формационного состава. Они могут быть выявлены лишь с помощью специальных методов (Афанасов, 1971; Дук и др., 1975; Неелов, 1975).

Каждый из таких метаморфических комплексов перед полной консолидацией и глубокой эрозией испытал неоднократные деформации (деформационные циклы), отражающие последовательно возрастающую жесткость структур и переход к регрессивному минералообразованию, проявляющемуся локально в зонах глыбовых движений. Суммарная амплитуда поднятий и эрозии геоблоков, судя по РТ условиям образования равновесных минеральных ассоциаций ($P = 7-13$ кб; $T = 650-800^{\circ}$), составляет не менее 30-40 км. При этом ареальный характер регионального метаморфизма не позволяет наряду со сказанным выше привлечь для обоснования альтернативных решений предлагаемые в настоящее время механизмы возникновения в земной коре сверхдавлений. Мало обоснованными являются также предположения о существенном изменении термального режима Земли в

геологическую стадию ее развития, так как подобные комплексы формируются на разных возрастных уровнях, в том числе, вероятно, и на современном. Они отражают, по-видимому, термодинамическую зональность земной коры и верхней мантии.

Время формирования рассматриваемых метаморфических комплексов, определенное приближенно по возрасту разделяющих их эпох планации, составляет примерно 0,8–1,0 млрд. лет. Наконец, завершение развития каждого метаморфического комплекса характеризуется на новом этапе резкой сменой тектонического режима и соответственно условий седиментации, магматизма и регионального метаморфизма, что отражает существенные изменения в строении и составе земной коры в пределах геоблока.

Все эти особенности метаморфических комплексов, состоящих из нижних структурных ярусов разновозрастных геоблоков земной коры, трудно объяснить с позиций геосинклинальной теории. Их формирование отражает принципиально иной по масштабам и длительности процесс, отвечающий более крупной периодичности в эволюции Земли, с длительностью циклов в 0,8–1,0 млрд. лет, и непосредственно связанный с процессами глубинного корообразования (Неелов, 1968). Представляется целесообразным поэтому наряду с геосинклинальными процессами, отражающими цикличность меньших порядков, выделять процессы континентального корообразования или крастогенеза. Структуры земной коры, в пределах которых он проявлялся в определенные мегациклы, можно соответственно рассматривать в качестве крастогенов. В отличие от комплексов пород, накапливающихся в течение геосинклинальных циклов, совокупность формации, образующаяся в течение цикла крастогенеза, объединяется в мегакомплексы. Структуры земной коры, в которых проявлялся первый, начальный цикл крастогенеза, характеризующийся накоплением преимущественно слабо дифференцированных граувакково-толеитовых комплексов, имеющих в среднем достаточно основной состав, можно выделить в качестве симакрастогенов, а формирующиеся на их месте стабилизированные структуры с глубоко эродированным метаморфическим фундаментом – в качестве симакра-тонов.

Для второго цикла крастогенеза, в течение которого накапливаются преимущественно осадочные формации и в меньшей степени вулканы кислого и основного состава, соответственно можно выделить сиалькрастогены и сиалькратоны. В общем случае формирование нормальной континентальной коры является длительным и сложным процессом, объединяющим два цикла крастогенеза – симакрастогенный и сиалькрастогенный. Каждый из этих циклов распадается на две стадии – конструктив-

ную (сима- и сиаьлкрастогенную) и деструктивную (с образованием сима- и сиаьлкратонов).

В геологической истории рассматриваемой территории можно выделить пять полных циклов крастогенеза, или мегациклов: раннеархейский (алданский), позднеархейский (становой), раннепротерозойский (удоканский), средне-верхнепротерозойский (учурский), позднепротерозойский-юрский (монгольский) и меловой-кайнозойский (тихоокеанский). Последний из них является началом нового, еще не завершеного мегацикла. Соотношения этих мегациклов с геохронологической шкалой показаны на рис. 1. Граница между учурским и монголо-охотским мегациклами определяется гренвильской складчатостью. При выборе региональных наименований мегациклов учитывались области распространения мегакомплексов, наиболее полно характеризующих рассматриваемые интервалы времени. В этих областях мегакомплексы имеют более или менее четкие геологические и геохронологические границы (верхнюю и нижнюю) и, наконец, наиболее полно изучены.

Геологическими и геохронологическими данными более уверенно документированы возрастные рубежи, разделяющие тихоокеанский, монголо-охотский, учурский, доканский и становой мегациклы. Они отвечают периодам наиболее важных перестроек земной коры и эпохам планации крупных геоблоков. Возрастная граница станового и алданского мегациклов, исходя из геологических данных, может оцениваться примерно в 4000 млн. лет. Основанием для этого служит проявление в конце раннего архея стадии кратонизации структур земной коры, которая по своим масштабам и значимости не отличается существенно от подобных структур, завершающих развитие более поздних мегациклов, т.е. относится к структурам того же порядка. Этому не противоречат единичные и недостаточно надежные пока древнейшие датировки раннеархейских пород, определенные разными методами и попадающие в интервал 3500-4500 млрд. лет.

х х х

Эволюция процессов крастогенеза и формирования материковых структур можно проследить на серии палеотектонических (рис. 2, I-U) и палеометаморфических (рис. 2, VI-X) схем, характеризующих соответственно конструктивные и деструктивные стадии алданского, станового, урканского, учурского и монгольского мегациклов. На схемах показаны площади распространения мегакомплексов, их

главные формационные особенности и региональный метаморфизм. В областях более ранней консолидации выделены области с различным тектоническим режимом. Для менее детально изученных территорий Сино-Корейской платформы и ее обрамления палеотектонические реконструкции, особенно для ранних мегациклов, менее надежны, и границы палеоструктур здесь показаны пунктиром.

А л д а н с к и й м е г а ц и к л (рис. 2, I и VI). Уже на самой ранней стадии геологической истории Земли (охарактеризованной геологическими образованиями, выходящими на поверхность) в Восточной Сибири достаточно надежно выделяются структуры земной коры с принципиально различными тектоническим режимом и условиями седиментации. Это сиаькрасотогены, к которым относятся Алданский, Тасеевский и, вероятно, Анабаро-Ленский кристаллические массивы, и симакрасотогены, окаймляющие эти более стабилизированные структуры. Внешняя граница симакрасотогенов определяется цепочкой наиболее периферических выступов фундамента, за которой метаморфические образования нижнеархейского возраста не фиксируются. В общих чертах эта граница совпадает с границами сима- и сиаькратонов следующего, станového мегацикла, что подтверждает обоснованность ее выделения и глубинность заложения.

В целом области активного континентального корообразования (красотогены) представляли собой сравнительно крупные, изолированные одна от другой изометрические структуры земной коры, расположенные на месте современных Сибирской, Сино-Корейской, Охотской и Таримской стабильных структур, которые разделялись, вероятно, структурами типа современных талассократонов (?).

В пределах сиаькрасотогенов накапливались в различной степени дифференцированные осадочные и вулканогенно-осадочные формации, слагающие иенгскую, тимптоно-джелтулинскую, калантатско-атамановскую, нанимскую и другие серии алданского мегакомплéкса и его возрастных аналогов. Для симакрасотогенов характерно резкое преобладание слабо дифференцированных граувакково-толеитовых формаций, обилие раннескладчатых дометаморфических интрузий основного и ультраосновного состава и анортозитов. Меньшее распространение имеют толщи, включающие кварциты, в том числе железистые, высокоглиноземистые гнейсы, тонкослоистые сланцево-мергелистые и карбонатные пакки. Отмечается значительная изменчивость условий седиментации как по латерали, так и в вертикальном разрезе. Характерно, что для алданского мегацикла не выделяются устойчивые области эрозии и красотогены развиваются, как

и многие эвгеосинклинали, по принципу самозахоронения, с поступлением главной массы вещества из глубинных источников.

В деструктивную стадию крастогены испытали инверсию и глубокую эрозию. Одновременно по их периферии формировались обширные сима-крастогены, развитие которых продолжалось в следующем, становом мегацикле. На поверхность были выведены глубокие горизонты земной коры, отвечающие гранулитовой фации, иногда с переходами к амфиболитовой фации в пределах сиаькратонов (Иенгрский блок) и гранулитовой фации умеренных и высоких давлений в симакратонах. Минеральные ассоциации этих фаций возникают при давлениях от 6-7 до II-III кб, что позволяет оценивать суммарную амплитуду вертикальных движений отдельных блоков от 22 до 45 км.

Становой мегацикл (рис. 2, П и УП). В позднем архее уже существовали (выявленные с помощью структурно-метаморфических методов) структуры, в пределах которых региональный метаморфизм рассматриваемого времени не проявлялся. Эти структуры (Алданский, Тасеевский и, вероятно, Анабаро-Ленский массивы) выступали в качестве древнейших стабильных областей и являлись периодически областями эрозии. В общих чертах они наследуют площади раннеархейских сиаькратонов, хотя местами границы их смещаются на 30-40 км в ту или другую сторону (например, на краже Зверева). На месте раннеархейских симакратонов возникли сиаькратогены. В их пределах формировались преимущественно осадочные (песчанс-сланцевые, песчано-сланцевые-мергелистые и карбонатные) формации (становой, олекминский, батомгский, енисейский мегакомплексы), иногда с кислыми и основными вулканитами (учучиктинская серия) и железистыми кварцитами (борсалинская серия и др.).

Несколько иной тектонический режим отмечался в это время во внутренних районах Байкальской горной области (Неелов, 1971), где существенное развитие получили основные вулканиты (усть-джилиндинский мегакомплекс и его аналоги). На территории Сине-Корейской плиты архейские образования не расчленены²⁵ и границы палеоструктур намечены условно.

²⁵Комплекс Утай и его возрастные аналоги мы в отличие от А.М.Смирнова (Докембрий..., 1973) отнесим к нижнему протерозою по их структурному положению, формационному составу и характеру метаморфизма.

В Монголо-Забайкальской зоне продолжалось накопление симакрастогенных формаций (урканская, малханская, никиткинская и другие серии урканского мегакомплекса). Тот же возраст и близкий состав имеют, по-видимому, иманский мегакомплекс и его возрастные аналоги, формирующиеся в симакрастогене, окаймляющем Сино-Корейский сиаьлкрастоген. Они включают мощные, 200-800 м, толщи амфиболитов (Докембрий..., 1973).

Деструктивная стадия станового мегацикла завершилась формированием обширного и гетерогенного квазикратона. Области ранней стабилизации в его пределах, по-видимому, не испытывали вертикальных движений большой амплитуды. В отличие от этого в симакратонах были выведены на поверхность сечения земной коры, отвечающие высокотемпературным субфациям альмандин-амфиболитовой фации с региональным проявлением ультраметаморфизма. Только в Байкальской горной области и некоторых других, более мелких, структурах срез соответствовал той же фации, но вне зоны ультраметаморфизма. В симакратонах отмечаются переходы к гранулитовой фации сравнительно невысоких давлений, получившей наибольшее распространение в Южном Приморье (Геологическое строение..., 1966). Это является первым указанием на смещение областей максимальных поднятий в приокеанические области, где уже в это время зарождались структуры земной коры субмеридионального тихоокеанского направления.

Областями начальных стадий развития симакрастогенов, переходящих в раннепротерозойский мегацикл, являлись в это время Южно-Монгольская зона и восточные окраины Восточно-Сибирского и Северо-Китайского квазикратонов.

Суммарная амплитуда вертикальных движений оценивается для различных блоков крастогенов станового мегацикла в 22-33 км (6-9 кб).

У д о к а н с к и й м е г а ц и к л (рис. 2, Ш и УШ). В раннем протерозое сиаьлкрастогены размещались в пределах Монголо-Забайкальской, Внутренне-Монгольской и Примурской зон, унаследовав территории позднеархейских симакратонов. Здесь были распространены существенно терригенные с основными и кислыми вулканитами отложения удинского, уссурийского, мусанского и других мегакомплексов. Симакрастогенные формации продолжали накапливаться в пределах Южно-Монгольской зоны и вдоль восточного края палеоконтинентов. Они формируют, по-видимому, гранулито-базитовый и нижние горизонты гранито-гнейсового слоев земной коры, отдельные блоки которых выступают на поверхность

в Юго-Восточной Монголии (кристаллические сланцы и гнейсы хребтов Тото-Шаня и Нукут-Дабана) и в Приамурской зоне (терригенно-вулканогенные отложения туловчихинской и дичунской свит амурского мегакомплекса).

В пределах архейских сиаьлкраторнов тектонический режим был сильно дифференцированным. Наряду с областями относительно стабильными, выступавшими в качестве областей сноса осадочного материала, широко были развиты эписиаьлкраторнные геосинклинали. В основании таких структур местами залегают комплексы осадочно-вулканогенных пород с ультраосновными (коматиты), основными и среднего состава вулканиитами (олондинский комплекс), с амфиболитами и железистыми кварцитами (комплекс Утай и др.). Нередко они сопоставляются с древними "архейскими" зеленокаменными поясами раннедокембрийских щитов. Такие комплексы, вероятно, с несогласием перекрываются терригенными и карбонатно-терригенными толщами, накапливавшимися в условиях переходного к платформенному режиму (удоканский, бодайбинский комплексы и, возможно, серии Баян-Обо и Хуто).

В периферических частях кратона и некоторых внутренних структурах формировались более типичные геосинклинали, в которых накапливались мощные осадочные, нередко с конгломератами, и осадочно-вулканогенные с кислыми и основными вулканиитами толщи (желтулакская, тувалинская, витимская, муйская, тейская и другие серии). Почти для всех этих серий характерен зональный метаморфизм андалузит-силлиманитовой фациальной серии (вне зоны ультраметаморфизма). Исключения представляют тейская серия Енисейского кряжа (андалузит-кианит-силлиманитовая фациальная серия) и бодайбинская серия Байкало-Патомского нагорья с метаморфизмом кианит-силлиманитового типа.

Деструктивная стадия в кратотгенах завершилась выводом на поверхность глубоких сечений земной коры, отвечающих альмадин-амфиболитовой фации. Повышение степени метаморфизма к востоку проявлено на этом этапе еще более отчетливо. В приокеевнической полосе были вскрыты, вероятно, породы гранулит-базитового слоя, о чем может свидетельствовать, например, отсутствие гранитс-гнейсового слоя в пределах глубоководной впадины Японского моря.

Суммарная амплитуда вертикальных движений в кратотгенах превышала 22-30 км (6-8 кб), а в подвижных блоках древних сиаьлкраторнов - 12-18 км (3-5 кб) и местами 20 км и больше (5-6 кб).

Начальные стадии развития симакратогена, завершившего свою эволюцию в следующем мегацикле, распространились на Внутреннюю зону Тихоокеанского пояса.

У ч у р с к и й м е г а ц и к л (рис. 2, IY и IX). В пределах материка сиаькратогенный режим сохранился лишь в Южно-Монгольской зоне, где накапливались геосинклинальные филлитосланцевые, карбонатные и вулканические отложения, залегающие в основании разреза Монгольского Алтая и Юго-Восточной Монголии. Они параллелизуются обычно с окинской серией Северной Монголии. Восточнее, в Приамурье к этому мегациклу относятся урильская, обмянтульская, хуланская и ряд других свит (Докембрий..., 1973). Они сложены филлитами, известковистыми сланцами, кварцитами, иногда железистыми и марганцовистыми, слюдясто-кремнистыми и зелеными сланцами, мраморами, прорываются ультрабазитами.

Внутренняя зона Тихоокеанского пояса, возможно, представляла собой симакратоген. В его пределах формировались отложения, вошедшие, по-видимому, в состав гранулитобазитового слоя земной коры. Отдельные сильно переработанные блоки этих образований выступают на поверхность на Камчатке (гонамский гранулитовый мегакомплекс) и, возможно, на Японских островах. Наиболее близок к поверхности этот слой в пределах Южно-Охотской впадины, где отсутствует гранито-гнейсовый слой.

Более сильно дифференцируется тектонический режим в пределах сиаькратония. В областях ранней стабилизации здесь, после образования на их окраинах вулканических поясов (уянская, акитканская, сублукская и другие серии), окончательно утвердился платформенный режим (учурская, майская серии и их возрастные аналоги). Несколько позже это произошло на Сино-Корейской платформе (нижние свиты синия). На обширных территориях, примыкающих к платформенным областям, господствовал оротенный режим (солонцовская серия и др.), и лишь в отдельных структурах (Енисейский край, Байкальское нагорье) сохранились остаточные геосинклинальные прогибы.

Геосинклинальный режим был характерен для Монголо-Забайкальской, Внутренне-Монгольской и Южно-Приморской зон, где накапливались терригенно-вулканогенные и карбонатно-сланцевые формации (агинский, приаргуньский, кабаргинский и другие комплексы).

Деструктивная стадия учурского мегацикла в пределах Южно-Монгольского сиаькратогена проявилась сравнительно вяло. На поверхность здесь были выведены неглубокие сечения земной коры

соответствующие большей частью фации зеленых сланцев (ареально-го развития), характеризующейся давлениями в 3-4 кб, и лишь в восточной части, в Приамурье вскрывались более глубокие сечения, до амфиболитовой фации включительно ($\sim 5-6$ кб). Глубинные сечения, как уже упоминалось, были обнажены, по-видимому, в приокеанической части смялькратогена и в пределах симакратогена.

Незавершенность развития Южно-Монгольского смялькратогена, зажатого между более или менее стабильными палеократонами, предопределила, вероятно, специфику всего дальнейшего развития этой структуры, относящейся к наиболее активным зонам Центрально-Азиатского складчатого пояса в байкальское, каледонское и варисцийское время.

Области наиболее активного кратогенеза в учурском метацикле сместились в пределы Тихоокеанского складчатого пояса и окаймляли с востока стабилизирующийся Азиатский мегаконтинент.

М о н г о л ь с к и й м е т а ц и к л (рис. 2, У и Х). Тенденция к смещению кратогенов в сторону океана особенно отчетливо проявилась в монгольское время. Более или менее типично выраженный геосинклинальный режим с основным вулканизмом сохранялся в Южно-Монгольской зоне (остаточный смялькратоген). На остальной территории кратонов формировались платформенные, орогенные и субгеосинклинальные отложения (в остаточных или эпикратонных геосинклиналиях).

В отличие от этого во Внутренней зоне Тихоокеанского пояса накапливались мелные, существенно терригенные с вулканитами отложения, формирующие гранито-гнейсовый слой. Отдельные блоки его, вероятно, обнажены на Камчатке (камчатская толща) и в Японии (гнейсы Хида и др.).

Эволюция складчатых структур в пределах палеоматерика была относительно неглубокой. Геосинклинальные комплексы, испытавшие неоднородный зеленосланцевый метаморфизм, были выведены на поверхность лишь в пределах остаточного смялькратогена. На остальной территории зеленосланцевый метаморфизм проявился в отдельных изолированных структурах и нередко в связи с интрузиями. Отмечается локальное повышение метаморфизма до низкотемпературных субфаций куммингтонит-амфиболитовой фации, что связывается некоторыми исследователями с формированием в конце метацикла "термальных куполов".

Более глубоко метаморфизованные позднепротерозойские толщи были выведены на поверхность, вероятно, в Южном Приморье (до низкотемпературных субфаций фации куммингтонитовых амфиболитов). Но особенно полно деструктивная фация проявилась в пределах крастогенов. Судя по минеральным ассоциациям древних гнейсов Японии и Камчатки, уже в предсилурийское время там были обнажены породы, метаморфизованные в высокотемпературных субфациях фации альмандиновых амфиболитов. Здесь фиксируются перерыв в седиментации и субплатформенные условия в раннем палеозое, отвечающие деструктивной стадии монгольского мегацикла. На остальной территории пояса позднепротерозойские толщи слагают его гранито-гнейсовое основание (Родников, Родникова, 1974).

Дальнейшая эволюция процессов регионального метаморфизма была сложной и длительной. В среднем палеозое и, возможно, мезозое здесь возникали сравнительно узкие глаукофан-зеленосланцевые пояса, связанные с фермированием узких шовных прогибов. Наиболее поздним был метаморфизм андалузит-силлиманитовой фациальной серии с гранитоидным магматизмом, который накладывается местами на кианит-силлиманитовые и глаукофан-зеленосланцевые метаморфические зоны и образует самостоятельные пояса (Маракушев и др., 1971). С герцинским этапом связано, видимо, формирование линзовидно залегающих участков "гранитного" слоя с пониженными скоростями сейсмических волн. Этот регион представляет особый интерес в связи с тем, что седиментация средне-верхнепалеозойских и нижнемезозойских толщ, разделенных многочисленными угловыми несогласиями и перерывами, отражает, вероятно, деструктивную стадию монгольского мегацикла и характеризует процессы метаморфизма, связанные с геосинклинальными циклами. Можно полагать, что эти процессы не распространялись на всю территорию Тихоокеанского складчатого пояса и локализируются в специфических пограничных структурах, в течение длительного времени выступавших в качестве кордильер.

Во внешней зоне Тихоокеанского пояса на деструктивной стадии были, вероятно, вскрыты наиболее глубокие гранулитовые комплексы.

Тихоокеанский мегацикл начался сравнительно недавно (с мела) и ознаменовался глубоким погружением океанического гранулит-базитового слоя во Внешней зоне пояса. Трансгрессия распространилась также на Внутреннюю зону и

частично на более древние структуры (Сине-Корейская плита). Камчатско-Японская островная дуга продолжала играть роль кордильеры, разделяющей бассейны с преимущественно терригенной седиментацией на востоке и вулканогенно-терригенной на западе. Вдоль зоны разломов, отделявших опущенные и приподнятые участки континента, возник Чукотско-Катазиатский вулканический пояс. В пределах материка активизация сопровождалась формированием нового яруса структур "дива" и обширных поясов регионального омоложения изотепных датировок, наиболее грандиозным из которых является Джугджуре-Становой пояс, протягивающийся от Байкала до Тихого океана, шириной более 300 км. С этим же циклом связано формирование структур Байкальского рифта и излияние молодых базальтовых покровов.

Х Х Х

Переходя к обсуждению результатов, нужно подчеркнуть следующие положения.

1. Процессы крастогенеза выступают в качестве ведущих в эволюции Земли на геологической стадии ее развития, они являются направленными, прерывисто-непрерывными и различным образом проявляются в разновозрастных геоблоках земной коры.

2. Периодичность процессов крастогенеза выражена циклами разного порядка: 0,8-0,1 млн. лет, 0,32-0,35 млрд. лет, 0,16-0,175 млрд. лет, 0,024-0,030 млрд. лет и более мелкими. Каждому порядку циклов соответствует определенного масштаба и значимости структуры земной коры и комплексы осадочных, осадочно-вулканогенных и магматических образований.

Циклам I порядка соответствуют крастогены, представляющие собой элементарные геоблоки земной коры весьма длительного автономного развития. В каждом из мегациклов они выступают в качестве структурно-формационных поясов крастогенеза и являются последовательно галассократонами (?), симакрастогенами, симакратонами, сиалякрастогенами и сиалякратонами.

Сопряженное развитие мегаблоков, с отставанием каждого более молодого из них на один мегацикл, обуславливает, с одной стороны, сохранение общей преемственности в ориентировке мегаблоков и их внутренних структур, а с другой - последовательное разрастание материков (Неелов, 1968). Появление принципиально новых ориентировок мегаблоков отвечает периодам срастания и объединения областей ранней консолидации в единый мегаконтинент и смещения крастогенов на их периферию.

Циклам II и III порядков соответствуют структуры земной коры меньшего масштаба и глубины заложения. Это геосинклинальные и складчатые пояса и системы с их структурно-фаціальными зонами и стадиями развития.

3. Формирование зрелой земной коры континентального типа является следствием двух мегациклов развития — симакрастогенного и сиалькрастогенного. Деструктивные стадии этих мегациклов имеют в процессе становления и консолидации структур материковой коры не меньшее значение, чем конструктивные. Так, если суммарное погружение в конструктивную стадию существенно превышает суммарное поднятие геоблоков в деструктивную стадию, то возникают структуры незавершенного развития (остаточные сиаль- и симакрастогены), выступавшие в последующих мегациклах в качестве особо активных внутриматериковых областей седиментации, вулканизма и магматизма.

4. Площади геоблоков, отвечающих начальным стадиям симакрастогена в период "всплытия" крастогенов и формирования кратонов, существенно превышают площади активно поднимающихся геоблоков (рис. 2, VI-X), что указывает на баланс вещества в процессах крастогенеза, даже с учетом важнейшей роли эндогенного вулканического материала в симакрастогенах. С этих позиций Внешнюю зону Тихоокеанской складчатой области в современном тихоокеанском цикле следует рассматривать в качестве симакратона с гранулитно-базитовым слоем андогенно-экзогенного происхождения, а Внутреннюю зону — в качестве материковой структуры — периферического сиалькратона с субгеосинклинальным режимом. Это хорошо увязывается с новыми данными о гетерогенности строения и длительности эволюции "океанической" коры в акваториях Тихого и других океанов (Пейве, Синицын, 1950; Соловьева, 1975; Структура..., 1974).

5. В отличие от фанерозойских и докембрийских комплексов в относительно малоглубинного заложения и небольшой длительности формирования, мегакомплексы, составляющие метаморфическое основание крастогенов, представляют собой глубинные слои земной коры, выведенные на поверхность. Первоначальную глубину залегания этих слоев можно приблизительно оценить по РТ условиям образования минеральных парагенезисов. Следует учитывать при этом, что плотностные и скоростные (V_p) характеристики мегакомплексов, определенные в приповерхностных условиях, существенно отличаются от тех, которые они имели в период формирования минеральных парагенезисов на глубине. Современные исследования изменения скоростей сейсмических волн в метаморфических породах при

высоких давлениях и температурах (Воларевич, 1964; Галдин, 1971; Лутц, 1974) позволяют подойти к восстановлению первоначальных скоростных характеристик мегакомплексов и тем самым к уточнению их первоначальной принадлежности к соответствующим слоям земной коры (реконструкция строения земной коры прошлого).

По эволюции минеральных парагенезисов в полиметаморфических мегакомплексах может быть прослежена сложная и длительная история вертикальных движений мегаблоков на разных стадиях их развития. Идеальная метаморфическая колонка (Неелов, 1972), отражающая термодинамическую расчлененность тектоносферы, имеет в крастогенах верхнюю границу фации зеленых сланцев на глубине 10-12 км (3-3,5 кб), фации эпидотовых амфиболитов - 15-17 км (4-4,5 кб), альмандин-амфиболитовой фации - 17-22 км (5-6 кб), гранулитовой - 35-40 км (10-11 кб) и эклогитовой (бесплагноклазовой) ~ 65 км (18 кб). Сравнительно однородный региональный метаморфизм мегакомплексов обусловлен, с одной стороны, глубокой и достаточно однородной их эрозией, а с другой - существенно меньшей по сравнению с мощностью "амфиболитового" и "гранулитового" слоев амплитудой вертикальных движений в последующие геосинклинальные или орогенные этапы развития. Метаморфическая зональность отмечается в тех мегакомплексах, глубина эрозии которых совпадает с границами фаций или субфаций. Более часто это реализуется при формировании комплексов менее глубокого заложения. В этих случаях достаточно отчетливо проявляются и аномалии теплового потока, связанные с тектоно-плутоническими процессами циклов II и III порядков.

В целом же эволюция метаморфических поясов неразрывно связана с эволюцией крастогенов. В каждом геоблоке по мере его стабилизации степень метаморфизма пород падает (Неелов, 1971). Существенное понижение степени метаморфизма на сиаьлкрастогенной стадии характерно лишь для внутриматериковых геоблоков с незавершенным развитием (например, Южно-Монгольская зона в учурское время). В приокеанических крастогенах на деструктивных стадиях учурского и монгольского метациклов были вскрыты, вероятно, наиболее глубинные сечения земной коры. Нет оснований поэтому говорить о существенной эволюции гетермического градиента для Земли в целом во времени.

6. Представление о едином механизме и общих закономерностях формирования земной коры от архея до наших дней не исключает, а, наоборот, открывает широкие возможности выявления эволюции крастогена во времени. Одним из ярких выражений эволюции являются метастабильные (с незавершенным развитием) геоблоки, возникшие в эпоху

срастания древних ядер в крупные мегаконтиненты. Они характеризуются специфическими тектоническим режимом и формациями, позволяющими проводить четкую грань между центральноазиатским и тихоокеанским типами развития земной коры начиная с учурского мегацикла. Последовательная стабилизация древних ядер материков привела к возможности сохранения в их пределах платформенных отложений начиная с учурского мегацикла.

Надо отметить, что составление тектонических карт, отражающих время формирования сима- и сиялькратогенов, т.е. стадий эволюции и строения земной коры, позволит уточнить соотношения кратогенов с геосинклинальными процессами и разработать более детальную классификацию важнейших геосинклинальных структур и формаций. Интересные результаты в этом направлении были получены М.В.Муратовым (1971) и другими исследователями.

7. Предлагаемая модель строения и эволюции континентов наиболее полно выявляет соподчиненность геологических структур и процессов равного по масштабам и длительности порядка. Эта модель не противоречит представлениям о двойственной природе сейсмических границ земной коры и верхней мантии, которые в одних случаях отражают различия в составе вещества, а в других — наложенные неоднородности, связанные с фазовыми переходами. С этой позиции можно, по-видимому, подойти к исследованию палеотипов земной коры и к выявлению глубинных процессов, определяющих физические характеристики слоев земной коры на разных стадиях ее развития. Большие амплитуды вертикальных движений могут определять многие особенности краевых зон континентов (формирование зон Бенъифа, трансформных разломов, островных дуг и т.п.) без привлечения представлений о материковом дрейфе. Последние в принципе противоречат наблюдаемой тесной взаимосвязи и взаимообусловленности более молодых структур и циклов развития с более древними. А подобная взаимосвязь отмечается на протяжении всей геологической истории (рис. 2).

В то же время пока не совсем ясны движущие силы и механизмы образования кратогенов и кратонов и коррелятивные астрофизические процессы, с которыми можно связать мегациклы.

8. Общая периодизация геологической истории Земли может быть построена только на историко-геологических данных, подкрепленных изотопными датировками. В этом отношении эволюция материковых структур, прослеживаемая непрерывно начиная с раннего архоя представляет особый интерес. Так, наиболее крупные этапы кратогенов — мегациклы и соответствующие им мегакомплексы могут рассматриваться в качестве эонов и эонотем. Зоны выделяются для всех перио-

дов, имеют длительность 0,8–1,0 млрд. лет, границы их указаны на рис. 1. Более дробное деление, отвечающее циклам П (320–350 млн. лет), Ш (160–180 млн. лет) и более высоких порядков, возможно сейчас только для отложений, формирующихся на сialькратонах или в пределах крастогенов в деструктивную стадию развития последних (т.е. в структурах относительно неглубокого заложения). В сialькратогенных и симакратогенных мегакомплексах датирование отдельных стратиграфических подразделений сейчас весьма сложно. Это обусловлено неоднократными проявлениями в породах этих мегакомплексов деформаций и их глубоким метаморфизмом. Одной из попыток в этом направлении является выделение дометаморфических несогласий, разделяющих комплексы различного формационного состава, на основе специальных структурных (Дук и др., 1975), литолого-формационных и других методов, разработка которых еще только начинается.

Преимущество предлагаемой периодизации заключается в том, что для всего огромного интервала времени в ней выдержана единая таксонометрическая шкала региональных стратиграфических и геохронологических подразделений. Подобная шкала необходима при тектонических, палеотектонических и других реконструкциях. Переход от региональных стратиграфических шкал с местными наименованиями стратиграфических подразделений и циклов (рис. 1) к общим шкалам будет возможен только после разработки региональных шкал для других регионов на единой основе и их надежной телекорреляции.

ЛИТЕРАТУРА

- А ф а н а с о в М.Н., 1971. О структурном несогласии внутри самого комплекса (Северное Примурье). – В кн.: Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья, вып. 8. Чита, Изд-во Забайкальского филиала Геогр. об-ва СССР.
- Б е л о у с о в В.В., 1966. Земная кора и верхняя мантия материков. М., "Наука".
- Б е л о у с о в В.В., 1975. Эндогенные режимы материков. – В кн.: Глубинное строение и геофизические особенности структур земной коры и верхней мантии, тез. докл. М.
- В о л а р о в и ч М.П., 1964. Исследования физических свойств горных пород при высоких давлениях и температурах. Геофиз. сб., № 3. Киев, "Наукова думка".
- Г а л д и н Н.Е., 1971. Физические свойства метаморфических пород при высоких давлениях. – В кн.: Природа сейсмических границ в земной коре. М., "Наука".
- Геологическое строение Северо-Восточной Кореи и юга Приморья, 1966. М., "Наука".

- Геохронология докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления, 1968. Л., "Наука".
- Докембрий Тихоокеанского подвижного пояса, 1973. М., "Наука".
- Д р у г о в а Г.М., Н е е л о в А.Н., 1960. Полиметаморфизм докембрийских образований южной части Алданского щита и Стенового хребта. Тр. Лаборатории геологии докембрия, вып. II, М.-Л., Изд-во АН СССР.
- Д у к В.Л., С а л ь е М.Е., Б а й к о в а В.С. 1975. Структурно-метаморфическая эволюция и флогопитоносность гранулитов Алдана. Л., "Наука".
- Л у т ц Б.Г., 1974. Петрология глубинных зон континентальной коры и верхней мантии. М., "Наука".
- М а р а к у ш е в А.А., М и ш к и н М.А., Т а р а р и н И.А., 1971. Метаморфизм Тихоокеанского пояса. М., "Наука".
- М у р а т о в М.Е., 1971. Строение и развитие эвгеосинклинальных прогибов и их магматизм. - "Изв. АН СССР, сер. геол.", № 5.
- Н е е л о в А.Н., 1968. Палеотектоника докембрия Сибирской платформы и некоторые закономерности развития докембрийских подвижных областей. - В кн.: Геология докембрия, XXIII сессия МГУ, Л., "Наука".
- Н е е л о в А.Н., 1972. Метаморфические и палеометаморфические карты как метод анализа строения и эволюции земной коры (на примере юга Восточной Сибири). - В кн.: Обзорные карты и общие проблемы метаморфизма, т. I, Новосибирск, Институт геологии и геофизики СО АН СССР.
- Н е е л о в А.Н., 1975. Структурно-метаморфическая эволюция докембрийских пород Северо-Байкальского и Патомского нагорий в связи с их мусковитоносностью. - В кн.: Мусковитовые пегматиты СССР. Л., "Наука".
- Н е е л о в А.Н., Г л е б о в и ц к и й В.А., Б а й к о в а В.С., Д у к Г.Г., К а р с а к о в Л.П., М и л ь к е в и ч Р.Н., С е д о в а И.С., Т у р ч е н к о С.И., 1971. Эволюция метаморфических поясов юго-востока Восточной Сибири. - В кн.: Метаморфические пояса СССР. Л., "Наука".
- П а в л о в с к и й Е.В., 1962. О специфике стиля тектонического развития земной коры в раннем докембрии. - В кн.: Геология и петрология докембрия. М., Изд-во АН СССР.
- П а в л о в с к и й Е.В., 1975. Происхождение и развитие земной коры материков. - В кн.: Глубинное строение и геофизические особенности структур земной коры и верхней мантии, тез. докл. М.
- П е й в е А.В., 1975. Тектоника Срединно-Атлантического хребта. - В кн.: Глубинное строение и геофизические особенности структур земной коры и верхней мантии, тез. докл. М.

- Пейве А.В., Синицин В.М., 1950. Некоторые основные вопросы учения о геосинклиналях. - "Изв. АН СССР, сер. геол.", № 4.
- Родников А.Г., Родникова Р.Д. 1974. Японо-Сахалинская островная дуга. М., "Наука".
- Салоп Л.И., 1964. Геохронология докембрия и некоторые особенности раннего этапа геологического развития Земли. - В кн.: МГК, XXII сессия, докл. сов. геол., проблема Ю. М., "Наука".
- Салоп Л.И., 1973. Общая стратиграфическая шкала докембрия. Л., "Недра".
- Соловьева И.А., 1975. Особенности глубинного строения земной коры Тихого океана. - В кн.: Глубинное строение и геофизические особенности структур земной коры и верхней мантии", тез. докл. М.
- Структура фундамента платформенных областей СССР, 1974. Л., "Наука".
- Судовиков Н.Г., Глебовицкий В.А., Другова Г.М., Крылова М.Д., Неелов А.Н., Седова И.С., 1965. Геология и петрология южного обрамления Алданского щита. Л., "Наука".
- Тектоника Монгольской Народной Республики, 1974. М., "Наука".
- Утнасин В.К., Балеста С.Т., Эрлих Э.Н., Анесов Г.И., Герман Л.Л., Шанцер А.Е., 1975. Глубинное строение структурных зон Камчатки. - "Сов. геология", № 2.
- Хайн В.Е., 1972. Основные этапы и общий характер эволюции литосферы. - В кн.: Очерки современной геохимии и аналитической химии. М., "Наука".
- Хайн В.Е., 1973. Общая геотектоника. М., "Недра".
- Шуркин К.А., Митрофанов Ф.П., 1970. Магматизм Балтийского щита и фундамента северной части Русской плиты. - "Изв. АН СССР, сер. геол.", № 5.
- Aphaneuser C.R., Mason R., Viljoen M.J., Viljoen R.P. 1969. A reappraisal of some aspects of Pre-Cambrian Shield geology. - "Geol. Soc. America Bull.", v. 80, N 11.
- Glikson A.Y., 1970. Geosinclinal Evolution and geochemical affinities of Early Precambrian Systems. - "Tectonophysics", v. 9, N 5.

Р и с. 1. Схема эволюции геоблоков Юго-Восточной Сибири, Дальнего Востока и прилегающих территорий

1 - симакрастогены; 2 - сиялькрасотогены; 3 - остаточные сиялькрасотогены; 4 - сиялькратоны с геосинклинальными (а) и переходными к орогенным (б) формациями; 5 - сиялькратоны с орогенными (а) и платформенными (б) формациями; 6 - перерывы, соответствующие главным эпохам "всплывания" и плавации геоблоков, характеризующихся: а) завершенным метациклом развития, б) незавершенным метациклом развития, в) перерывами без глубокой денудации земной коры; 7 - предположительные возрастные рубежи главных эпох складчатости, регионального метаморфизма и консолидации земной коры геоблоков; 8 - второстепенные несогласия: а) стратиграфические, б) угловые; 9 - главные возрастные рубежи, отвечающие завершающим стадиям эпох плаваций и формирования: а) симакратонов, б) сиялькратонов; 10 - характеристика условий регионального метаморфизма пород, выведенных в эпохи плавации разных порядков на поверхность: а) "уплотненные", неметаморфизованные, б) фация зеленых сланцев, в) зональный метаморфизм андалузит-силлиманитовой фациальной серии (большая часть вне зоны ультраметаморфизма); г-е) кианит-силлиманитовая фациальная серия: г) вне зоны ультраметаморфизма, д) с переходами к ультраметаморфизму, е) зона ультраметаморфизма; ж) гранулитовая фация низких давлений с переходами к высокотемпературным субфациям амфиболитовой фации, з) гранулитовая фация средних и высоких давлений.

Комплексы и мегакомплексы: нижнеархейские (A_1): 1 - иенгрский, t-dj - тимптоно-желтулинский, un - унгринский, kr - курультинский, om - омнинский, zw - зверевский, kl - каларский, sm - сутамский; ѓg - чогарский; верхнеархейские (A_2): ol - олекминский, br - борсалинский, bg - батомгский, st - становой, gl - гильйский, tg - талгинский, ur - урканский, nk - никитинский, mlh - малханский, im - иманский; нижнепротерозойские (PR_1): sb - субганский, od - олондинский, ud - удоканский, ѓk - чумиканский; nb - нельбачанский, bl - билякчанский, djl - желтулакский, und - ундинский, us - уссурийский, tt - гнейсы Тото-Шена (Юго-Восточная Монголия); средне - и верхнепротерозойские (PR_{2+3}): kb - кебактинская свита, ug - угуйский комплекс, uja - уянская серия, uc - учурская серия, ш - майская серия, uyu - уйская серия, si - солонцовская серия, ag - агинский комплекс, dr - дархатская серия, kbr - кабаргинский комплекс, pr - прохоровский комплекс, klr - колпановский комплекс, kmc - камчатский комплекс, hd - гнейсы Хида и др. (Япония)

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	5
Осадочные процессы породообразования в докембрии А.В.Сидоренко (СССР). Осадочная геология как основа для познания геологической истории докембрия	9
М.Б.Катц (Австралия). Метаморфизованные осадочные по- роды среди архейских гранулитов	26
В.А.Теняков (СССР). Экзогенно-метаморфогенная геология докембрия: дискуссионные и перспективные проблемы познания	40
В.З.Оубек (Чехословакия). К проблеме стратиграфии докембрия	62
Л.Н.Белькова, В.Н.Огнев (СССР). Этапы осад- конакопления и корреляция нижнего докембрия Средней Азии.....	94
О.И.Лунева (СССР). Континентальные перерывы в геоло- гической истории раннего докембрия Кольского полуострова и вопросы корреляции.....	103
Дж.К.Кроуэлл (США). Стратиграфическое значение оледенений	115
О.М.Розен (СССР). Экзогенез в докембрийской истории Земли: проблема эволюции.....	132
М.Сук (Чехословакия). Образование кварцево-полевошпа- товых пород в регионально метаморфизованных областях до- кембрия	157
М.М.Стенарь, В.А.Соколов, А.И.Богачев (СССР). Докембрий Карелии	171
Л.В.Махлаев (СССР). Реконструкция первичной лито- логии ультраметаморфических комплексов докембрия как важ- нейший элемент их геологической корреляции	199
Н.И.Коробова (СССР). Титанистые парасланцы и их возможное значение для корреляции докембрия	214

Жизнь и органическое вещество в докембрии

Св.А.Сидоренко (СССР). Органическое вещество в докембрии	217
---	-----

А.И.О п а р и н (СССР). Биологический аспект проблемы происхождения жизни	229
Б.Н а г и, Л.А.Н а г и (США). Органическое вещество в древних осадках Земли	236
М.Ф.Г л е с с н е р (Австралия). Эдиакарская фауна и ее место в эволюции	257
Б.С.С о к о л о в (СССР). Этапы развития докембрийской биосферы в свете палеонтологических данных	269
Т.Д.Ф о р д (Великобритания), У.Дж.Б р и д (США). Природа и распространение позднедокембрийской ископаемой формы	279
Н.Б.В а с с о е в и ч, Б.А.С о к о л о в (СССР). О нефтегазоносности платформенных образований докембрия	288

Докембрий подвижных зон, вулканизм и вулканогенные образования докембрия

Г.С.Д з о ц е н и д з е (СССР). Генетические типы продуктов эксплозивного вулканизма в докембрии и характер их изменения	296
Дж.М.Я н г, В.Р.Ч е р ч (Канада), Ю.А.Ш у б е р, А.Ф о р -М ю р з (Франция). Стратиграфическая корреляция пород докембрия (с возрастом древнее 1,0 млрд. лет) Северо-Атлантических континентов	311
К.Б е н е ш (Чехословакия). Анализ внутреннего строения гранитоидных тел	340
Б.Ф.У и н д л и (Великобритания). Расслоенные комплексы изверженных пород в районах глубоко метаморфизованного архея...	347
В.З о у б е к (Чехословакия). Проект № 22 МПГК: "Докембрий подвижных зон" - его прошлое, настоящее и будущее.....	365
Э.Б.Н а л и в к и н а (СССР). О критериях корреляции образований раннего докембрия	375
А.Н.Н е е л о в (СССР). Эволюция земной коры и геологическая периодизация	378

CONTENS

Introduction	5
Rock-forming sedimentation in the Precambrian	
A.V.S i d o r e n k o (USSR). Sedimentary geology as a basis for the knowledge of the Precambrian geologic history..	9
M.B.K a t z (Australia). Metasediments in archaean granulite facies belts and their tectonic setting.....	26
V.A.T e n y a k o v (USSR). Exogenetic metamorpho-genetic geology of the Precambrian: the debatable and perspective problems of cognition	40
V.Z o u b e k (Czechoslovakia). Remarks to the problem of subdivision of the Precambrian	62
L.N.B e l k o v a, V.N.O g n e v (USSR). Early precambrian sedimentation stages in Middle Asia	94
O.I.L u n e v a (USSR). Continental breaks in the geologic history of the Early Precambrian in the Kola Peninsula and problems of correlation	103
J.C.C r o w e l l (USA). The significance of glaciations in precambrian correlation	115
O.M.R o z e n (USSR). Exogenesis of the precambrian history of the Earth: problem of the evolution	132
M.S u k (Czechoslovakia). La genèse des metamorphites quartzo-feldspathiques dans les domaines précambriennes du metamorphisme regional	157
M.N.S t e n a r, V.A.S o k o l o v, A.I.B o g a c h e v (USSR). Precambrian of Karelia	171
L.V.M a k h l a e v (USSR). Reconstruction of primary lithology of Precambrian metamorphic complexes as an important element of their geological correlation	199
N.I.K o r o b o v a (USSR). Titanium paraschists and their possible significance for correlation of the Precambrian	214
Organic matter and life in the Precambrian	
Sv.A.S i d o r e n k o (USSR). Organic matter in the Precambrian	217
A.J.O p a r i n (USSR). Biological aspects of the life origin problem	229

B.N a g y, L.A.N a g y (USA). Organic matter in ancient sediments of the Earth	236
M.F.G l a e s s n e r (Australia). The Ediacara fauna and its place in the evolution of the Metazoa	257
B.S.S o k o l o v (USSR). Stages of development of the Precambrian biosphere in terms of paleontological data	269
T.D.F o r d (Great Britain), W.J.B r e e d (USA). The Nature and distribution of the late Precambrian fossil Chuaria	279
H.B.V a s s o e v i c h, B.A.S o k e l o v (USSR). On the oil and gas possibilities of Precambrian platform formations	288

**Precambrian of mobile zones, volcanism and
volcanogenic formations of the Precambrian**

G.S.D z o t s e n i d z e (USSR). Genetic types of pyroclastic material in the Precambrian and its alterations.....	298
G.M.Y o u n g, W.R.C h u r c h (Canada), G.A.C h o u b e r t, A.F a u r e - M u r e t (France). Stratigraphic correlation of Precambrian rocks (>1.0 b.y. old) of the North Atlantic continents	311
K.B e n e s (Czechoslovakia). Analysis of the fabrics of granitoid bodies	340
B.F.W i n d l e y (Great Britain). Layered igneous complexes in archaean high-grade regions	347
V.Z e u b e k (Czechoslovakia). The IGCP Project N 22: "Precambrian in younger fold belts" - its past, present state and future	365
E.B.N a l i v k i n a (USSR). On criteria of correlation of early precambrian formations	375
A.N.N e e l o v (USSR). Evolution of the Earth crust and division into geological periods	378

КОРРЕЛЯЦИЯ ДОКЕМБРИЯ

Том I

**Осадочные процессы породообразования
в докембрии**

**Жизнь и органическое вещество
в докембрии**

**Докембрий подвижных зон, вулканизм
и вулканогенные образования докембрия**

Утверждено к печати

Ордена Трудового Красного Знамени

Геологическим институтом АН СССР

Подписано к печати 22/VIII 1977 г. Т — 14935

Усл. печ. л. 25,3 + 0,8 вкл. Уч.-изд. л. 28,3

Формат 60 x 90 1/16. Бумага офсетная № 1

Тираж 1600 экз. Тип. зак. 743.

Цена 3 р. 10 к.

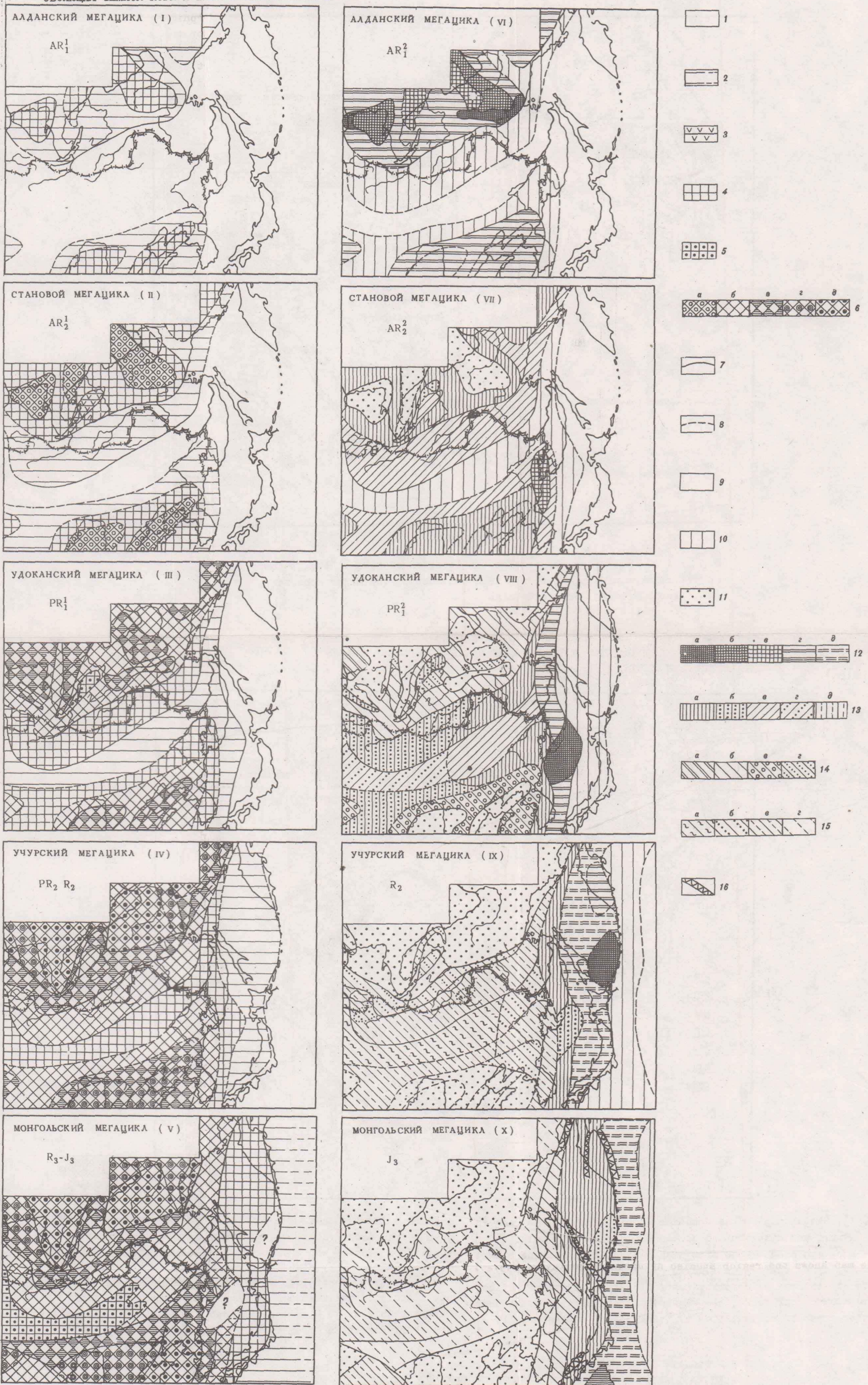
Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука",

117485, Москва, В-485, Профсоюзная ул., 94^а

1-я типография издательства "Наука",

199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12



Р и с. 2. Палеотектонические и палеометаморфические схемы Восточной Сибири, Дальнего Востока и прилегающих территорий
I-V - палеотектонические схемы для мегациклов: I - алданского (A₁), II - станового (A₂), III - удоканского (PR₁), IV - учурского (PR₂₊₃) и V - монгольского (R₃-J₃).
I - талассократоны (?); 2 - симакратогены; 3 - остаточные симакратогены; 4 - сиаькратогены; 5 - остаточные сиаькратогены; 6 - сиаькратоны с тектоническим режимом: а) не документированным осадками, без регионального метаморфизма, б) геосинклинальным и субгеосинклинальным, в) орогенным и переходным к орогенному, г) платформенным, с повышенными мощностями осадков, д) платформенным; 7 - границы кратогенов и кратонов; 8 - границы участков кратонов с различным тектоническим режимом.
VI-X - палеометаморфические схемы для завершающих этапов мегациклов: VI - алданского, VII - станового, VIII - удоканского, IX - учурского, X - монгольского. 9 - стабильные талассократоны (?), в которых осадочно-метаморфические комплексы, вероятно, не формировались; 10 - области седиментации в период всплывания и планации кратонов, с возможным проявлением регионального метаморфизма, связанного с начальными геосинклинальными циклами;

II - стабильные участки сиаькратонов, в пределах которых наложенный региональный метаморфизм не был проявлен; I2-I6 - фации регионального метаморфизма: I2 - гранулитовая фация: а) высоких, б) умеренных, в) низких давлений, г) нерасчлененная гранулитовая фация; I3 - кианит-силлиманитовая фациальная серия, алмадин-амфиболитовая фация; а, б) - в сиаькратогенных образованиях: а) зона ультраметаморфизма, б) вне зоны ультраметаморфизма; в, г) - в симакратогенных образованиях: в) зона ультраметаморфизма, г) вне зоны ультраметаморфизма; д) зональный метаморфизм (вне зоны ультраметаморфизма); I4 - андалузит-кианит-силлиманитовая и андалузит-силлиманитовая фациальные серии (вне зоны ультраметаморфизма): а) андалузит-кианит-силлиманитовая фациальная серия; андалузит-силлиманитовая фациальная серия, б) кумингтонит-альмандиновая фация, в) зональный метаморфизм, г) фация зеленых сланцев; I5 - фациальные серии неопределенного давления: а) фация зеленых сланцев ареального распространения, б) зональный метаморфизм до амфиболитовой фации; в, г) - фация зеленых сланцев, проявленная в отдельных структурах пояса: в) в наложенных геосинклинальных, г) в переходных и орогенных комплексах; I6 - фация глаукофановых сланцев

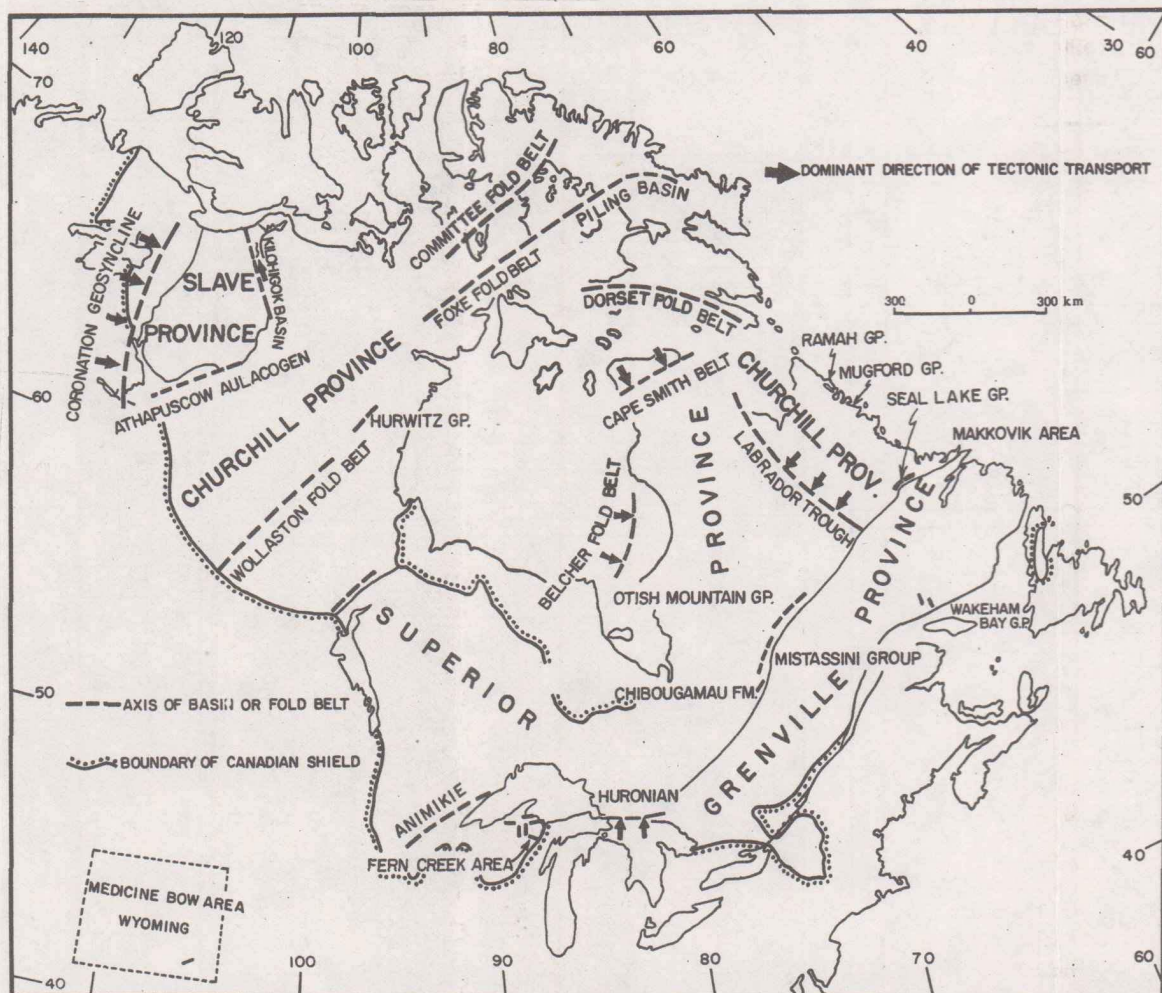


Fig. 2. Sketch map to show the location of some of the tectonic Provinces of the Canadian Shield and some of the major Apebian (early Proterozoic) fold belts

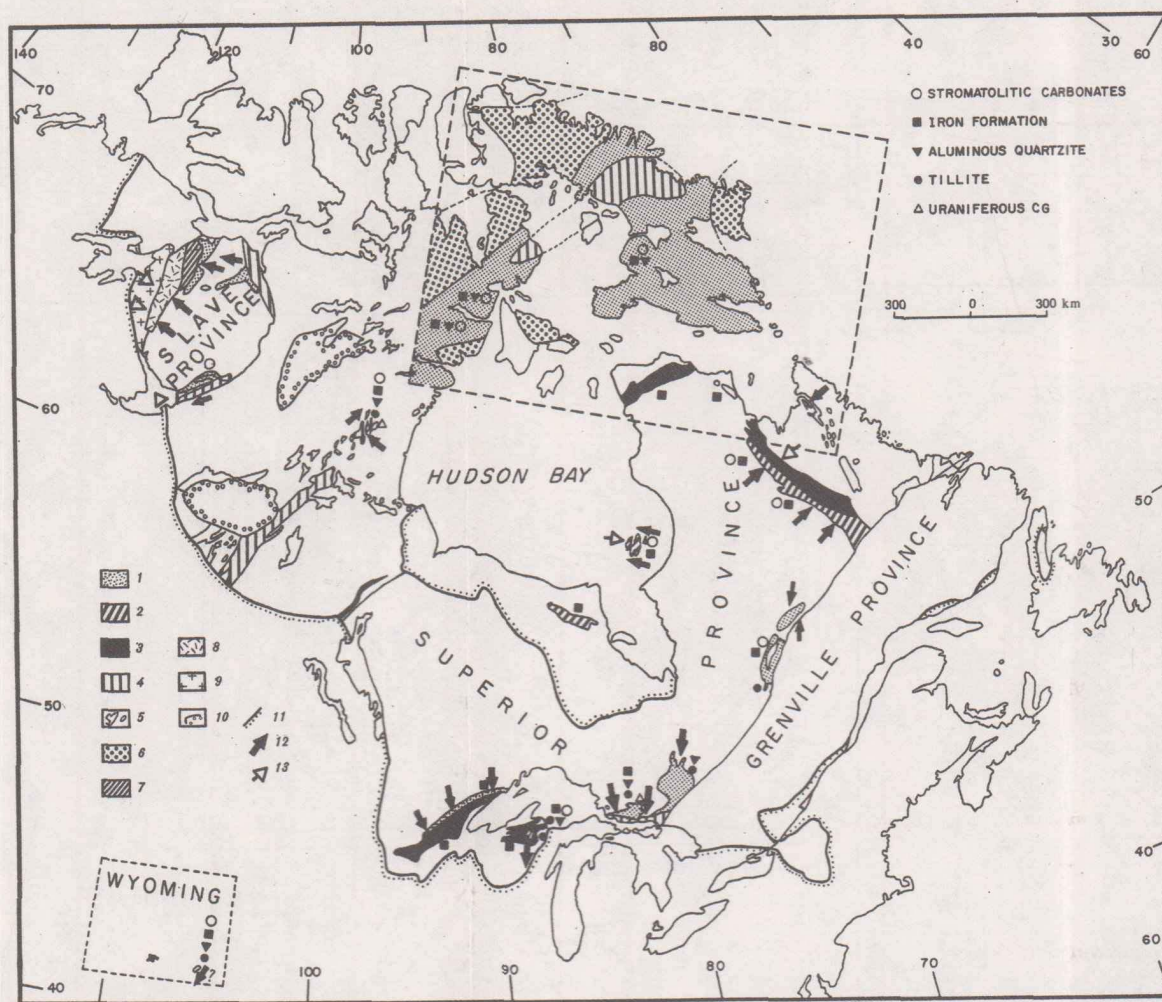


Fig. 3. Sketch map of the Canadian Shield to show some aspects of the nature and distribution of major Apebian fold belts

The area enclosed by the fine dashed line in the northern part of the map shows the region studied by Jackson and Taylor (1972). Symbols at left may be described as follows: 1 - platform sediment; 2 - miogeosynclinal rocks; 3 - eugeosynclinal rocks; 4 - aulacogen and other areas of accumulation of thick piles of essentially

shallow water-sediments; 5 - other areas of preservation of Apebian supracrustal rocks; 6 - mio-andeugeosynclinal rocks in area studied by Jackson and Taylor (1972); 7 - miogeosynclinal rocks of the Coronation Geosyncline; 8 - metamorphic belt of Coronation Geosyncline; 9 - batholithic belt of Coronation Geosyncline; 10 - cover rocks of Helikian age on Churchill orogen; 11 - limit of Canadian Shield; 12 - primary transport direction; 13 - secondary transport direction (from tectonic uplifts)

B.F.Windley
 LAYERED IGNEOUS COMPLEXES IN ARCHAEN HIGH-GRADE REGIONS

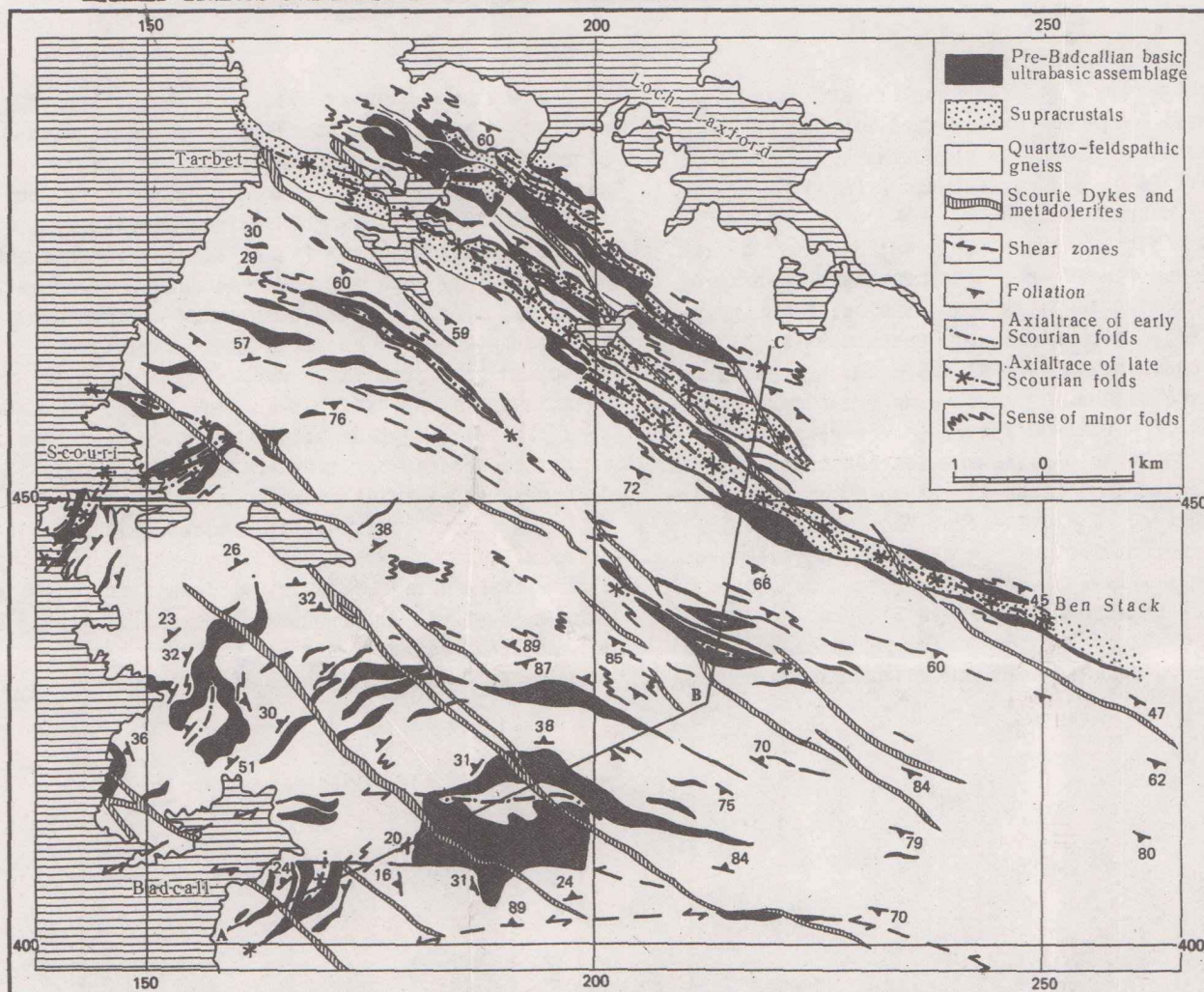


Fig. 4. Map of part of the Scourian of the mainland of Scotland showing the distribution of folded and fragmented ultrabasic-basic complexes (after Davies, in press)

3 p. 10 k.

2341