

НИКОЛАЙ ЛЕОНТЬЕВИЧ ДОБРЕЦОВ* — ЛЕВ ПАВЛОВИЧ ЗОНЕНШАЙН**

СРАВНЕНИЕ ДОМЕЗОЗОЙСКИХ ОФИОЛИТОВ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ

(Рис. 2)

Резюме: Рассмотрены общие особенности и разнообразие офиолитов на примере домезозойских офиолитов Северной Евразии (рис. 1). Офиолиты разнотипны, но во всех случаях приурочены к зонам растяжения, о чем свидетельствуют серии параллельных даек. Изученные интернациональным коллективом офиолиты позволяют в первом приближении реконструировать палеозойскую историю океанов (Палеоазиатского и Япетус). Выделяются три стадии максимального расширения и формирования офиолитов: 1. ранний рифей; 2. поздний рифей — венд — ранний кембрий; 3. силур — ранний девон (рис. 2). Устанавливаются также три уровня олистостром (средний — поздний кембрий, ордовик — ранний силур, поздний силур — ранний девон) которые фиксируют стадии сжатия в этой же или чаще в соседней области. Обсуждены проблемы палеореконструкций палеозойских океанов.

Abstract: The common peculiarities and the variety of the ophiolites were examined on the example of the Pre-Mesozoic ophiolites of the North Eurasia (Fig. 1). The ophiolites are of different type, but in all cases they are timed to the zones of an extension, the series of the parallel dykes testify about it. The ophiolites studied by the international group allow in the first approach to reconstruct the Paleozoic history of the oceans (Paleoasian and Yapetus). Three stages of the maximum extension and formation of the ophiolites are distinguished: 1. Early Riphean; 2. Late Riphean — Vend — Early Cambrian; 3. Silurian — Early Devonian (Fig. 2). There are also established three levels of the olistostromes (Middle — Late Cambrian, Ordovician — Early Silurian, Late Silurian — Early Devonian) which fix the stages in the same or more often in the neighbouring region. The problems of the paleoreconstructions of the Paleozoic oceans were discussed.

Одним из итогов деятельности IX проблемной комиссии многостороннего сотрудничества Академии Наук соцстран явилось издание в 1985 г. коллективной монографии „Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Сев. Евразии“ (1985). В ней участвовало более 20 авторов из 7 стран (СССР, ВНР, МНР, НРБ, ПНР, ЧССР, ГДР). На некоторых итогах этой работы мы и остановимся в настоящем докладе. Офиолиты, представлявшие раньше едиными, в действительности разнообразны и формируются в различной обстановке (Добрецов, 1980). Одни из них являются остатками ложа открытого океана, другие, и их наверное в складчатых областях большинство, возникли в условиях задугового спрединга в окраинных морях, третьи могли появляться в океанических островных дугах или преддуговых областях в тех зонах субдукции, в которых не было жесткого сцепления между плитами, как например сегодня в Марианской дуге, где практически повсеместно, кроме самого контакта с погружающейся Тихоокеанской океанической плитой, господствуют условия растяжения (Зоненшайн и др., 1984). Неизменным для большинства офиолитовых комплексов остается их приуроченность к зонам растяжения: об этом однозначно свидетельствуют серии параллельных даек. Другое их общее свойство состоит в том,

* Др. Н. Л. Добрецов, Геологический институт Бурятского филиала Сибирского отделения Академии Наук СССР, Улан-Уде, Бурят. АССР.

** Др. Л. П. Зоненшайн, Институт океанологии Академии Наук СССР, Москва.

что при формировании офиолитовой ассоциации происходит наращивание новой коры океанического или субокеанического типа. Разрез офиолитовых комплексов, их нижних частей, сложенных расслоенной серией и габбро, представляет собой не что иное, как остатки застывшей близповерхностной магматической камеры. Из этой камеры питались подводные вулканы либо трещинные извержения, причем излияния происходили на значительных глубинах — до 1000 м и более. Считается, что офиолиты возникают вблизи границ литосферных плит и поэтому являются важным индикатором прошлой геодинамической обстановки.

Поскольку офиолиты появляются либо в океанических осях спрединга, либо вблизи океанических зон субдукции, они являются свидетелями прошлых океанов или периокеанической обстановки. Чаще всего офиолитовые зоны фиксируют швы, по которым произошло столкновение континентов (микроконтинента) при закрытии океанической (океаноморской) области, где ранее образовывались сами офиолиты. В этом плане трудно переоценить значение офиолитов для восстановления палеогеографии прошлых эпох. Так например распространение офиолитовых комплексов внутри современного Евразийского континента указывает на то, что этот континент является составным, возникнув путем спаивания более мелких континентальных массивов в крупный материк. Раннепалеозойские офиолиты северо-западной Европы отмечают положение океана Япетус, закрывшегося перед девонем за счет столкновения Европы с Северной Америкой. Уральский офиолитовый пояс говорит о существовании Уральского палеоокеана, простиравшегося между Европой и Сибирью. Он был закрыт в конце среднего или позднем палеозое, когда началось столкновение Европейского и Сибирского континентов.

Описанная в монографии „Рифейско—нижнепалеозойские офиолиты Сев. Евразии“ разветвленная сеть разновозрастных офиолитовых зон (рис. 1)

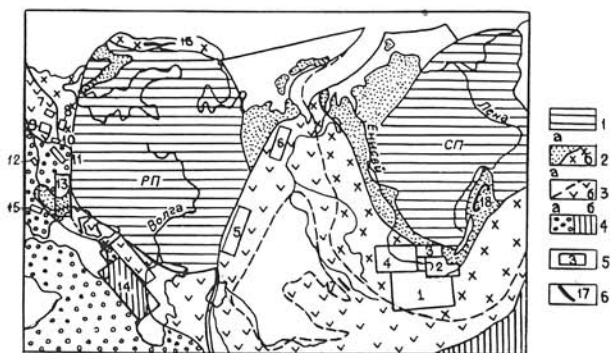


Рис. 1. Схема размещения изученных офиолитовых комплексов.

Пояснения: 1 — Русская (РП) и Сибирская (СП) платформы; 2 — байкальды (А) и каледониды (Б); 3 — герциниды, внутренние (а) и внешние (б) зоны; 4 — Альпийский пояс (а) и Княйская платформа (б); 5 — детально изученные районы распространения офиолитов: 1 — Монголия 2 — Сев. Монголия, 3 — Вост. Саян, 4 — Зап. Саян, 5—6 — Южный и Полярный Урал, 7 — Сакс-ния; 8 — Польские Судеты, 9 — Чешский массив, 10 — Бренская зона, 11 — Зап. Карпаты, 12 — Венгрия, 13 — Вост. Карпаты и Добруджа, 14 — Кавказ, 15 — Стара Планина, 16 — Норвегия, 17 — Чарский пояс, 18 — Северо-Прибайкальский; 6 — офиолитовые пояса, упоминаемые в тексте (16—18).

Центрально-Азиатского пояса, протянувшегося от Казахстана через Саяны и Монголию до Забайкалья, позволяет реконструировать Палеоазиатский океан, существовавший с рифея по меньшей мере до середины палеозоя. Мозаичный рисунок расположения офиолитовых зон внутри пояса, их положение между многочисленными мелкими срединными массивами, свидетельствует о том, что Центрально-Азиатский пояс является скорее аккреционным, наподобие современного Тихоокеанского пояса, возникнув за счет последовательного приращения к краю континента все новых и новых порций микроконтинентов и островных дуг, принесенных со стороны океана движущимися плитами. Такая же аккреционная мозаика возникла в конце мезозоя и в кайнозое на северо-востоке Азии, в особенности в Корякском нагорье. Протяженные мезозойские офиолитовые зоны Альпийско-Гималайского пояса, как твердо установлено в результате многочисленных исследований, маркируют мезозойский океан Тетис, имевший на меридиане Памира ширину не меньше 4000 км и закрывшийся в ходе последовательного сближения континентов Гондваны—Африки, Аравии и Индии — с активной окраиной Евразии.

Рассмотрим подробнее историю Палеоазиатского и Япетус океанов, зафиксированную в изученных офиолитах (рис. 2).

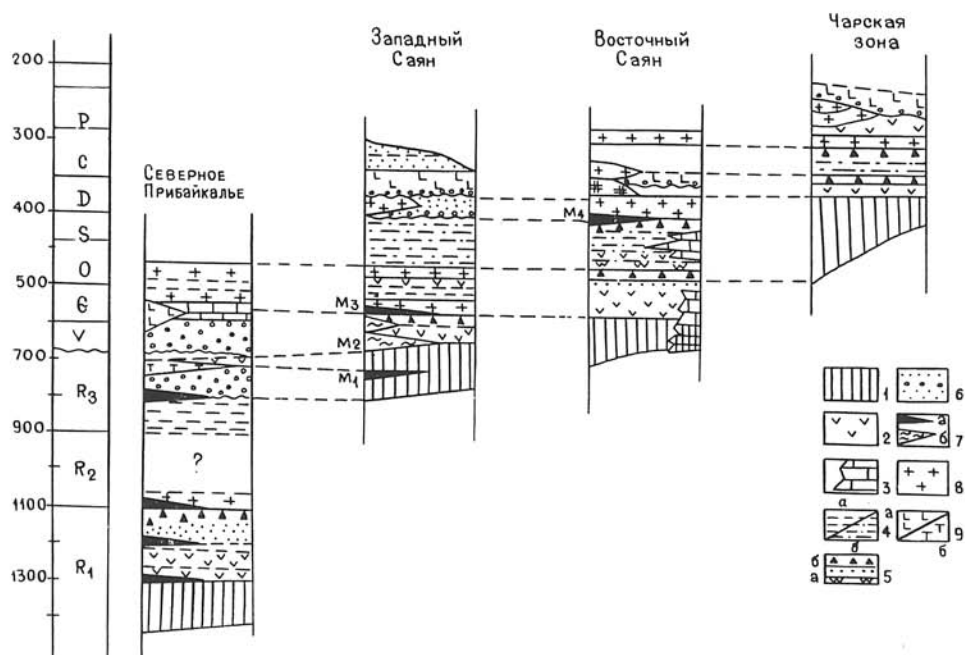


Рис. 2. Место офиолитовых комплексов в истории развития типовых районов.

Пояснения: Эпохи формирования: 1 — офиолитов; 2 — островодужных вулканитов; 3 — карбонатных формаций; 4 — терригенных (в том числе глубоководных) осадков (а) и флиша (б); 5 — кремнисто-терригенных пород (а) и олистостромы (б); 6 — моласс; 7 — метаморфических комплексов глаукофансланцевого (б) и зонального (а) типов; 8 — гранитоидов; 9 — посторогенных вулканитов (а) и габброидов (б).

На южной окраины Сибирской платформы офиолиты описаны на примере Сев. Прибайкалья, Западного и Восточного Саяна и Сев. Монголии. Как видно из рис. 2, наиболее древними являются офиолиты из байкалид Северного Прибайкалья (Добрецов, 1983), которые возникли в начале рифея. В середине рифея они были сгружены на край Сибирского континента, что фиксируется по широкому распространению среднерифейской офиолитовокластовой олистоостромы. Было ли повторно раскрытие палеоокеана и формирование средне-рифейских офиолитов — неясно.

В конце рифея и венде происходило наиболее существенное раскрытие Палеоазиатского океана, фиксируемое по широкому распространению офиолитов этого возраста в каледонидах Центральной Азии. Примером их являются офиолиты Западного и Восточного Саяна (Добрецов и др., 1985; Мелеховецкий и др., 1985). Между ними фиксируется существенное отличие, касающееся их происхождения и, главным образом, последующей истории. В офиолитах Зап. Саяна и, в частности, крупнейшего Куртушибинского пояса фиксируется полный разрез, венчающийся базальтами океанического и внутриплитного (гавайского или исландского) типов. Это т. н. исландский путь эволюции. Офиолиты были надвинуты на метаморфизованные толщи окраинноморского и островодужного типов уже в середине кембрия. Об этом свидетельствует среднекембрийская олистоострома и следующие за ним массовое внедрение гранитоидов таннуольского комплекса. Перед обдукцией в конце венда или начале кембрия был сформирован глаукофансланцевый пояс. В Восточном Саяне фиксируется обстановка окраины континента, куда были обдукцированы островодужные (задуговые) офиолиты лишь в конце ордовика—силуре (как на Урале). Обстановка задугового спрединга фиксируется по смене океанических толентов вулканитами марианит-бонинитовой серии и далее типичными островодужными вулканитами. Послеобдукционные (позднесилурийские) гранитоиды пространственно совмещены с обдукцированными офиолитами.

Герцинская (силур—каменноугольная) история Палеоазиатского океана была рассмотрена на примере Чарского пояса в Вост. Казахстане и в целом аналогична истории Уральскому палеоокеану, (Ермолов и др., 1981; Коротеев и др., 1985) и океану Япетус (Самыгин — Хаин, 1985).

В Европейской части рассматриваемого региона широко распространены каледонские (рифейско—нижнепалеозойские) офиолиты. Они прослеживаются вдоль западного и южного ограничения плит, примыкающих к Русской платформе, но отделенных от нее швами типа Донецкого авлакогена. Согласно Адамия и др. (1985) по южному ограничению скифской плиты офиолиты вскрыты глубокими скважинами в Предкавказье, а также в виде тектонических покровов в Передовом хребте и в Западной части Главного Кавказского хребта. Корневая зона этих покровов, возможно, располагается на южном склоне Главного Кавказского хребта. По Хаину (1984) покровная структура окончательно сформировалась в середине карбона. Но присутствие в покровах олистоостромы позднего ордовика—раннего силура, ранее описывавшихся как нижнесилурийские конгломераты с галькой офиолитов, а также ордовикские датировки габброидов (около 460 млн. лет) свидетельствуют, что офиолиты являются каледонскими (раннепалеозойскими) и лишь повторно шарьированы в герцинское время. По петрохимическим особенностям вулканитов и дайкового комплекса (по данным Адамия и др.), они ближе всего соответствуют

образованиям задуговых и междуговых бассейнов с повышенной титанистостью (в других очерках по европейским палеозойским офиолитам они нередко интерпретируются как внутриплитные).

В Болгарии, в Западной части Балканского хребта обнажается хорошо сохранившаяся каледонская офиолитовая ассоциация, тектонически перемещенная с глубокоководными вулканогенно-осадочными породами кровли (Хайдутов, 1985). Офиолиты состоят из полосчатых кумулятов, параллельных даек и пиллоу-лав. Геохимические исследования показывают сходное распределение элементов-примесей и редкоземельных элементов во всех членах офиолитовой ассоциации. Олистолиды офиолитов включены в олистромовую формацию ниже—ордовикского возраста. Таким образом, офиолиты были сформированы до ордовика — в кембрии или венде. Подобные каледонские офиолиты в Румынии, кратко описанные в очерке Саву (1985), и сходные офиолиты в Югославии (устное сообщ. И. Хайдутова) маркируют древнюю западную границу мизийской плиты.

Продолжением этой зоны с каледонскими офиолитами могут служить доальпийские офиолиты Зап. Карпат, которые частично или полностью представляют олистолиды в ордовикско—силурийской метатерригенной формации (Говорка, 1985); вероятно, метаморфизованные основные и ультраосновные породы Брненской зоны, а также офиолиты Крконошко-Изерской зоны, Соботинский, Есеницкий массивы и врбенская серия к северо-востоку от Чешского массива (Мисарж, 1985).

С ними сопоставляются офиолиты обрамления Совьих Гор в Польских Судетах, которые сохраняют наиболее полный (хотя тектонически нарушенный) разрез и более четкие признаки раннепалеозойского возраста (Нарембски — Майерович, 1985). Важными обстоятельствами здесь является кембрийский возраст вулканитов Кацавских гор, которые по составу соответствуют внутриплитным базальтам, а также нижнепалеозойский (кембро-ордовикский) возраст радиоляритов и филлитов, ассоциирующихся с метадиазовыми амфиболитами офиолитового массива Слежа. По петрохимическим особенностям эти амфиболиты, как и некоторые другие офиолитовые метадиабазы соответствуют срединно-океаническим толеитам, тогда как метадиабазы офиолитового массива Нова Руда и амфиболиты метаморфической толщи Клодзско отклоняются, как и Кацавские вулканиты, в сторону высокотитанистых внутриплитных базальтов. Более молодые (силурийские) вулканиты относятся преимущественно к островодужным сериям.

Важно и то, что олистостромы соответствуют в Польских Судетах двум возрастным уровням: 1. ордовик—силурийские филлиты Кацавских гор с олистолитами толеитовых пиллоу-лав и изредка — глаукофановых сланцев; 2. силур—девонская олистостромовая толща Бардских гор.

По мнению Нарембски—Майеровича (1985) офиолиты и вулканиты Польских Судет сходны с раннепалеозойскими сериями западной части Саксо-Тюрингской зоны (Центрально-Французский, Армориканский массивы, Иберийская зона), где кембро—ордовикские вулканиты (около 480 млн. лет) соответствуют внутриплитным базальтам, а силурийские вулканиты (около 415 млн. лет) — островодужным сериям.

В центральной части Саксо-Тюрингской зоны распространены более древние рифейские офиолиты, установленные в обрамлении Саксонского гранулитового

массива и перекрытые здесь вендом (Вернер, 1985), а также Марианско-Лазеньский метаофиолитовый комплекс и Староместская офиолитовая зона к С-З и северу от Чешского массива с возрастом около 600—575 млн. лет (Мисарж, 1985). Предположительно рифейские офиолиты отмечаются также в Румынских Карпатах и Добрудже (Саву, 1985) и на Кавказе в Бечасынской зоне и Дзирульском массиве (Адамия и др., 1985), но их палеогеографическая ситуация не установлена.

Тем не менее, аналогия с Палеоазиатским океаном вполне определенные. Здесь устанавливаются те же два главных уровня формирования офиолитов: поздний рифей—венд (650—570 млн. лет) и поздний кембрий—ордовик (520—450 млн. лет) и два-три уровня олистостром—поздний кембрий, ордовик — ранний силур и поздний силур — ранний девон. Самостоятельных офиолитов герцинского (послеордовикского) возраста не устанавливается. Неоавтохтонные молассы, запечатывающие покровы, в одних случаях относятся к среднему—верхнему девону, в других — к среднему карбону.

Реконструкция положения этих офиолитовых зон, фиксирующих спрединг и новообразование океанической коры, может быть сопоставлена с палинспастической „абсолютной“ реконструкцией палеозойских океанов (Зоненшайн и др., 1984), сделанное с учетом траекторий „горячих точек“ и кажущейся миграции полюсов для палеозоя. Эта реконструкция содержит целый ряд допущений, которые должны быть уточнены на основе данных по офиолитам.

Для середины кембрия (около 520 млн. лет) в результате фазы сжатия все континенты были сгруппированы наподобие кембрийской Пангеи, внутри которой между Европой, Сибирью и Северной Америкой, с одной стороны, и Китаем, Казахстаном, восточной Гондваной, с другой стороны, располагался субширотный сравнительно узкий Палеоазиатский океан шириной до 3000 км. Как следует из материалов названной книги, этой стадии предшествовала стадия спрединга (650—550 млн. лет), в результате которой сформировался Палеоазиатский океан, который был гораздо обширней и, вероятно, соединялся с Япетусом (Палеоатлантикой). Последняя к середине кембрия при сжатии превратилась в изолированный залив Палеопасифики (Мирового океана). Но палинспастические реконструкции этого докембрийского океана пока не сделаны.

В интервале 520—460 млн. лет в результате второй фазы спрединга Палеоазиатский океан вновь расширился и представлял по существу единое целое с Палеотетисом — субмеридианальный океан между Сибирью и Европой (единым континентом) с одной стороны и сближенными Китаем, Казахстаном и Гондваной с другой стороны. Через узкий пролив между Сибирью и Северной Америкой Палеоазиатский океан соединялся с Палеоатлантикой, образуя своего рода кольца вокруг Евросибири. Большинство описанных в книге каледонских (раннепалеозойских) офиолитов соответствуют активным восточным и С-В окраинам этого материка и обладают многими общими чертами.

В результате двух фаз сжатия — в середине ордовика и в конце силура — начале девона к рубежу 400 млн. лет конфигурация океанов в Лавразии существенно изменилась. Европа с Северной Америкой образовали единый континент, сблизились Китай и Казахстан и вокруг Сибирского континента сформировался сравнительно узкий Урало-Монгольский палеоокеан, близкий к современной конфигурации Урало-Монгольского пояса. В отличие от реконструкции

(Зоненшайн и др., 1984), можно думать, что океанические пространства между Сибирью, Китаем и Казахстаном были гораздо более узкими, т. к. офиолиты силур—ранне-девонского возраста достоверно установлены здесь только на юге Монголии (Зоненшайн и др., 1985) и в Чарском поясе Восточного Казахстана (Ермолов и др., 1981).

Сжатие и сближение континентов Лавразии сопровождалось расширением Палеотетиса. Но здесь существует проблема, почему на обеих бортах Палеотетиса в Евроамерике и Гондване (Южн. Америке, Сев. Африке) не установлены офиолиты этого возраста. При последующем сужении западной части Палеотетиса, сопровождавшемся фазами сжатия в конце девона и в середине карбона офиолиты были шарьированы на пассивные окраины, как мы это видим по обрамлению Евроамерики, на Кавказе, в Саксо-Тюрингской зоне и в Аппалачах, но это были не герцинские, а более древние каледонские офиолиты.

В заключение отметим, что интерпретация палеотектоники внутриконтинентальных складчатых областей все еще остается противоречивой. Изучение офиолитов в них является одним из ключевых моментов для палеорекострукций и сопоставления с современной геодинамикой. Содержание геосинклинальной теории, как отметил Ж. Обуэн (Auboin, 1984), в последние годы все более сводится к простой формуле: от континентальных окраин к складчатым поясам. Наша проблемная комиссия должна предусмотреть на будущее создание обобщающих трудов, создающих основу теоретической геологии и помогающих уточнить или даже сблизить геосинклинальную теорию и тектонику плит.

ЛИТЕРАТУРА

- АДАМИЯ, Ш. А. — ШАВИШВИЛИ, И. Д. — КЕКЕЛИЯ, М. А. — ЧХОТУА, Т. Г., 1985: Периокеанические и океанические комплексы Палеотетиса в структурах Кавказа. В кн.: Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Сев. Евразии. Наука, Новосибирск, с. 168.
- ВЕРНЕР, К. Д., 1985: Верхнерифейские офиолиты Саксонии. Наука, Новосибирск, с. 106—119.
- ДОБРЕЦОВ, Н. Л., 1980: Введение в глобальную петрологию. Наука, Новосибирск, 230 с.
- ДОБРЕЦОВ, Н. Л., 1983: Офиолиты и проблемы Байкало-Муйского офиолитового пояса. В кн.: Магматизм и метаморфизм зоны БАМ. Наука, Новосибирск, с. 11—19.
- ДОБРЕЦОВ, Н. Л. — КОННИКОВ, Э. Г. — СКЛЯРОВ, Е. В. — МЕДВЕДЕВ, В. И., 1985: Офиолиты и олистостромы Восточного Саяна. В кн.: Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Сев. Евразии. Наука, Новосибирск, с. 34—58.
- ДОБРЕЦОВ, Н. Л. — ЗОНЕНШАЙН, Л. П. (ред.), 1985: Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Сев. Евразии. Наука, Новосибирск, 220 с.
- ЕРМОЛОВ, П. В. — ПОЛЯНСКИЙ, Н. В. — ДОБРЕЦОВ, Н. Л. и др., 1981: Офиолиты Чарской зоны. В кн.: Офиолиты. Изд. Наука Каз. ССР, Алма-Ата, с. 103—178.
- ЗОНЕНШАЙН, Л. П. — КУЗЬМИН, М. И. — КОНОНОВ, М. В. — ГОРОДНИЦКИЙ, А. М., 1984: Палеозойские океаны: попытка абсолютных реконструкций. Доклады 27 МГК, 3 „Палеоокеанология“. Наука, Москва, с. 35—46.
- ЗОНЕНШАЙН, Л. П. — КУЗЬМИН, М. И. — ТОМУР ТОГО — КОПТЕВА, Б. Р., 1985: Офиолиты Западной Монголии. В кн.: Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Сев. Евразии. Наука, Новосибирск, с. 7—19.
- КОРОТЕЕВ, В. А. — ЗОНЕНШАЙН, Л. П. — ЗАЙКОВ, В. В. — КОРИНЕВСКИЙ, В. Г., 1985: Палеозойские офиолиты Южного Урала и их минерогения. В кн.: Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Сев. Евразии. Наука, Новосибирск, с. 72—85.
- МЕЛЯХОВЕЦКИЙ, А. А. — СКЛЯРОВ, Е. В., 1985: Офиолиты и олистостромы Западного Саяна и Тувы. В кн.: Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Сев. Евразии. Наука, Новосибирск, с. 58—71.

- МИСАРЖ, З., 1985: Рифейские и палеозойские офиолиты и родственные им породы Чешского массива (ЧССР). В кн.: Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Сев. Евразии. Наука, Новосибирск, с. 119—134.
- НАРЕМБСКИ, В. — МАЙЕРОВИЧ, А., 1985: Офиолиты обрамления глыбы Сосьных Гор и раннепалеозойские офиолиты инициалиты Польской части Судет. В кн.: Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Сев. Евразии. Наука, Новосибирск, с. 86—106.
- САВУ, Х., 1985: Доальпийские офиолиты и другие базиты и ультрабазиты Румынских Карпат и Добруджи. В кн.: Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Сев. Евразии. Наука, Новосибирск, с. 160—167.
- САМЫГИН, С. Г. — ХАИН, Е. В., 1985: Южный Урал и Северный Кавказ в палеозое — опыт сравнения. Геотектоника, 2, с. 40—56.
- ХАЙДУТОВ, И., — ДАИЕВА — НЕДЯЛКОВА, С., 1985: Данные о составе и строении Старопланинской офиолитовой ассоциации в Чапровском районе. Геотект., тектонофизика и геодинамика, 18, с. 3—28.
- ХАИН, Е. В., 1984: Офиолиты и герцинская покровная структура Передового хребта Северного Кавказа. Наука, Москва, с. 98.
- AUBOUIN, J., 1984: From continental margins to folded belts. Bull. Geol. Soc. France, 29.

Рукопись получена 22 октября 1985.