

УДК 552.321.6 : 551.243.6 : 551.462 : 551.35 : 553.062.461.673/676

Е. Д. СУЛИДИ-КОНДРАТЬЕВ, В. В. КОЗЛОВ

## ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ТЕКТониКИ И МЕТАЛЛОГЕНИИ ГИБРАЛТАРО-ОМАНСКОГО ОФИОЛИТОВОГО ШВА

Вдоль северного ограничения Африканского континента и Аравийского субконтинента прослеживается крупный тектонический шов, который трассируется выходами гипербазитов и других членов офиолитовой ассоциации на протяжении более 7000 км от Гибралтарского пролива до Омана (рис. 1). Эту важную тектоническую линию предлагается называть Гибралтаро-Оманским офиолитовым швом [4]. Предшествующие исследователи выделяли в качестве единой тектонической линии только восточную часть шва в качестве Периаравийской офиолитовой дуги [24] или одного из краевых швов альпид [7].

К югу от Гибралтаро-Оманского шва развиты платформенные области, включающие Сахарскую и Аравийскую плиты с эпиплатформенными орогенными областями Атласа, Киренаики и Леванта, а также миогеосинклинальные области Тель-Атласа и Внешнего Загроса. На протяжении всего доступного для изучения отрезка времени, по крайней мере в рифее и фанерозое, здесь существовала кора континентального типа. К северу от Гибралтаро-Оманского шва располагается субокеанический пояс Тетиса, в пределах которого формировались альпийские эвгеосинклинали и сейчас продолжается развитие впадин с корой субокеанического типа.

По особенностям структуры Гибралтаро-Оманский шов отчетливо разделяется на периафриканскую и периаравийскую части в связи с тем, что на западе развиты только массивы ультрабазитов, а на востоке — офиолитовая ассоциация в полном наборе. Эти различия связываются с разными стадиями развития Альпийско-Гималайского пояса в его отдельных частях. В Средиземноморье, к северу от шва и сейчас происходит преобразование коры с формированием субокеанических впадин. В обрамлении Аравийского субконтинента близкие по характеру тектонические процессы, приведшие к возникновению эвгеосинклиналей с корой океанического типа, были проявлены в раннем мезозое.

В периафриканской части шва массивы гипербазитов располагаются преимущественно среди выступов метаморфического цоколя Магрибской геосинклинальной системы, имеющей докембрийский возраст. Здесь нет точных данных о времени внедрения гипербазитов и о характере их контактов с вмещающими породами. При этом допускается большая древность материала, слагающего эти массивы, в сочетании с

возможностью их более позднего подъема в виде протрузий. Массивы гипербазитов не затронуты тектоническими деформациями в той же степени, что и вмещающие породы. Становление этих массивов связывается с интенсивными тектоническими движениями раннего мезозоя, когда происходило заложение альпийского геосинклинального пояса.

Массивы гипербазитов концентрируются в Эр-Рифе, в районе Орана и Малой Кабилии. В Эр-Рифе [19, 21] выделяется массив Бени-Бушера, сопровождаемый небольшими выходами серпентинитов в районах Рас-Тарф и Сеута. Этот массив сложен преимущественно перидотитами с отдельными линзами пироксенитов, иногда с гранатом. Внешние черты массива образованы серпентинитами, часто сильно брекчированными, близкими по характеру к серпентинитовому меланжу. Возникновение ассоциации перидотит-пироксенит здесь рассматривается как результат плавления вещества верхней мантии с последующей кристаллизационной дифференциацией и подъемом к поверхности вдоль глубинного шва.

Массив обрамлен выходами гнейсов, принадлежащих наиболее древнему комплексу Эр-Рифа—бенибушеридам. Предполагается древний возраст формирования пород массива, так как пересекающие его дайки гранита имеют радиометрический возраст около 440 млн лет (К/Аг метод). Эти данные совпадают с наличием обломочного материала из ультраосновных пород в палеозойских отложениях по периферии массива.

Восточнее, на островах Хабибас наблюдаются лишь отдельные глыбы серпентинизированных перидотитов среди выходов миоценовых риолитов. Небольшие блоки серпентинитов располагаются на западном окончании Оранского Сахеля, в Джебель-эль-Акаль, среди известняков юры и мела. Серпентиниты здесь сложены преимущественно антигоритом и сопровождаются незначительными проявлениями талька и асбеста.

В Малой Кабилии ультраосновные породы слагают крупный массив в районе мыса Кап-Бугарун, севернее г. Колло. Он имеет полукольцевую форму. Массив располагается среди метаморфических пород, относимых к докембрию. В его составе принимают участие преимущественно перидотиты, обрамленные по периферии серпентинитами. Среди перидотитов выделяются гарцбургиты и лерцолиты.

В периаравийской части шва тела гипербазитов участвуют в сложной структуре, образуя, по мнению большинства исследователей, покровные пластины. Сопутствующие им вулканические и осадочные образования офиолитовой ассоциации имеют раннемезозойский возраст. Формирование чешуйчато-надвиговой структуры с образованием серпентинитового меланжа произошло в позднем меле. Примечательно, что в этой части пояса участки развития гипербазитов совпадают с выходами метаморфических и интрузивных пород предположительно докембрийского возраста.

Периаравийская часть шва включает выходы пород офиолитовой ас-

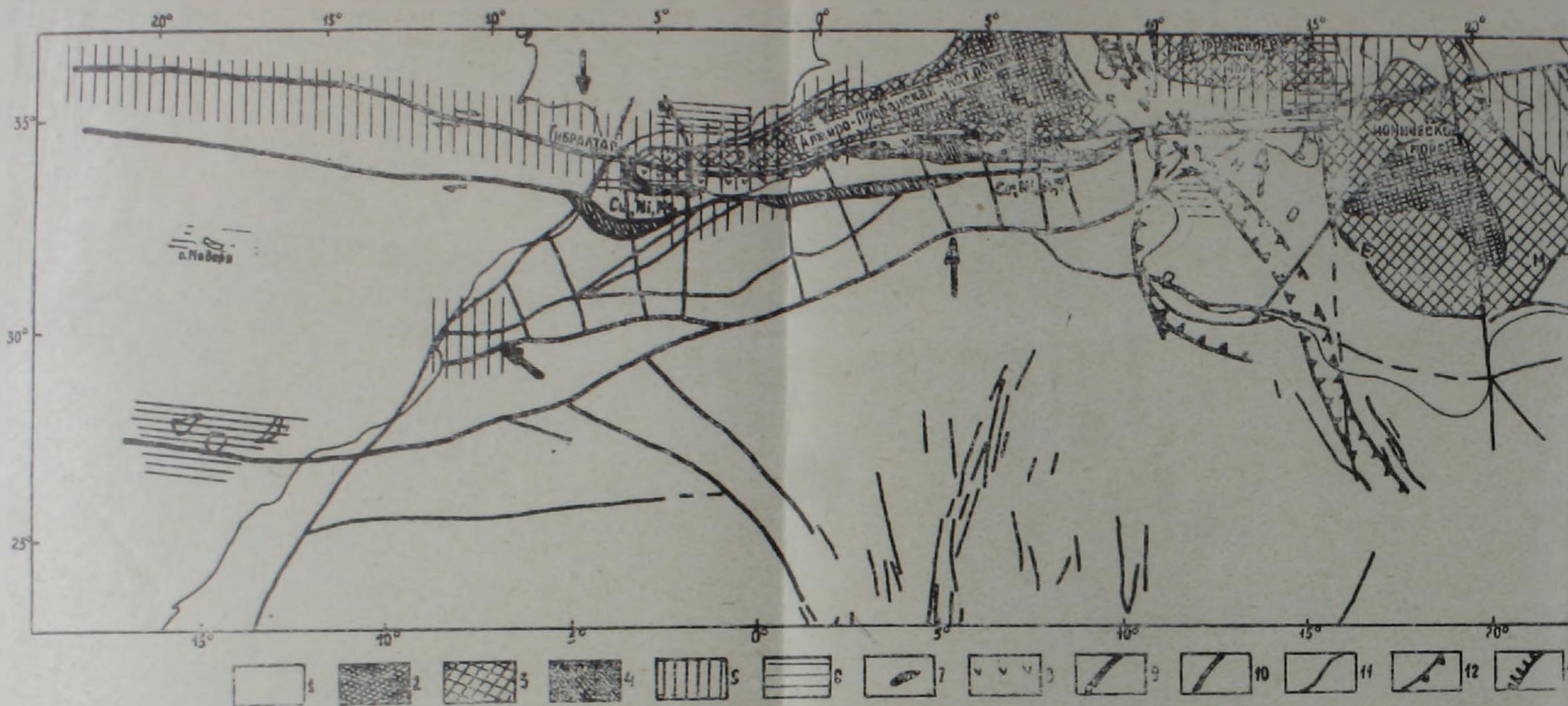
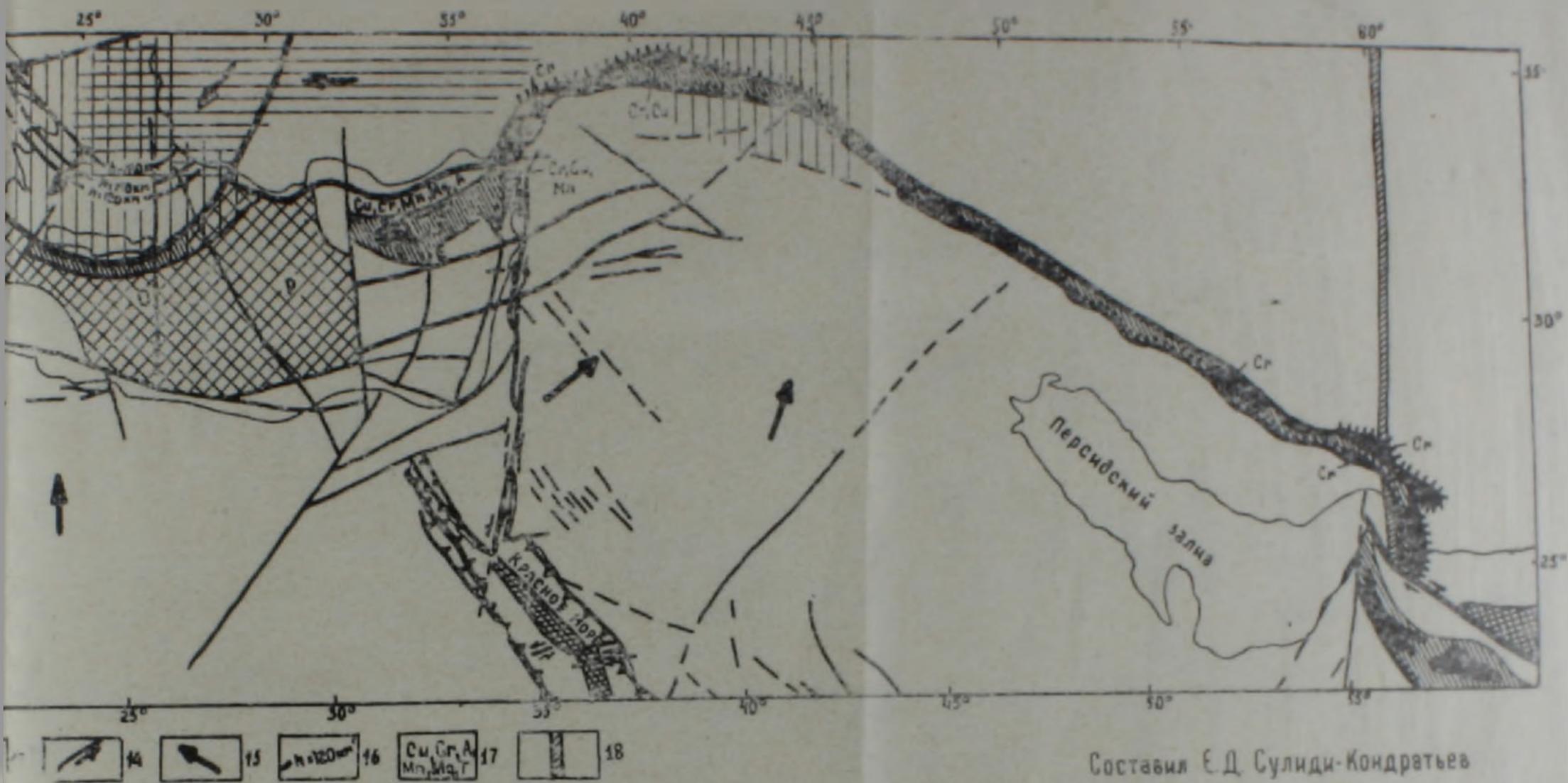


Рис. 1. Карта зоны сочленения Африкано-Аравийского мегакратона со Средиземно-морским складчатым поясом. 1. Континентальный тип коры. 2. Субокеанический тип коры. 3. Субконтинентальный тип коры. 4. Зоны покровов и крупных надвигов, чешуёв. 5. Зоны повышенной сейсмичности, 6. Зоны плюден-четвертичного базальтового

вулканизма. 7. Раннемезозойские ультраосновные образования. 9. Гибралтаро-Оманский офиолитовый ложеня. 11. Крупные разломы. 12. Рифты. 13. Н. 14. Направление движения по сдвигам. 15. Гипотет



Составил Е. Д. Сулиди-Кондратьев

породы. 8. Неогеновая андезитовая  
шов. 10. Разломы глубокого за-  
направление перемещения покровов.  
тическое движение континентальных

плит. 16. Изолинии глубин фокальной плоскости в км. 17. Полезные ископаемые, свя-  
занные с офиолитами: медь, никель, хромиты, асбест, марганец, магнетит, тальк.  
18. Урало-Оманский линеемент.

социации в Троодосе, Бассите, Курд-Даге, Тавре, Загросе и Омане. Возможным продолжением этого же шва являются выходы гипербазитов на о-вах Масире и Сокотре в Аравийском море. На Крите выделяется серия останцев тектонических покровов, в составе которых присутствуют серпентиниты, сопровождаемые меланжем, включающим основные эффузивы и глыбы известняков [6]. Далее к востоку офиолиты обнаруживаются в виде олистолитов на о. Карпатос [13].

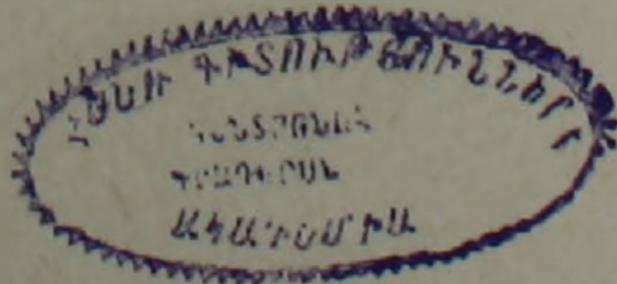
В зоне Гибралтаро-Оманского шва располагается центральная часть о. Кипр. В последние годы были выполнены обширные работы в связи с тем, что многими исследователями офиолитовый комплекс Кипра рассматривается как модель океанической коры [3, 9, 10]. Здесь развиты крупные массивы ультрабазитов (Троодос и Келлаки). Выше гипербазитов располагаются габбро, содержащие комплекс параллельных даек, представленных преимущественно диабазами. Они перекрыты мощной серией вулканических пород, включающих спилиты, пиллоулавы, пикриты. В юго-западной части Кипра имеются выходы песчаников и известняков с кремнями и красными яшмами. Известняки содержат верхнетриасовую фауну. Взаимоотношения триасовых пород с вулканогенными образованиями Троодоса остаются неясными до конца, хотя не исключается их синхронность. Позднетриасовый возраст офиолитов Троодоса<sup>1</sup> подтвержден определениями радиогического возраста базальтов [К/Аг метод], показавшими  $215 \pm 10$  млн. лет. Выше вулканических пород Троодоса располагаются несогласно залегающие известняки верхнего мела, скорее всего маастрихтского возраста. Тектоническое развитие массива Троодос до второй половины позднего мела было достаточно сложным, о чем свидетельствует образование ряда покровов и тектонических меланжей из осадочных и вулканогенных пород [15, 17].

По мнению некоторых исследователей [9], гипербазиты массива Троодос близки по составу к материалу верхней мантии, внедрившемуся в виде мантийной протрузии. Оказалось также, что отношение изотопов стронция в базальтах Троодоса выше, чем в толеитовых базальтах других океанических районов, что указывает на большую близость к недифференцированной мантии. На основании изучения состава пиллоулав Кипра высказано предположение [22] о развитии образовавшего их вулкана в островной дуге с относительно тонкой корой океанического типа.

Непосредственным продолжением офиолитового комплекса Кипра в северном обрамлении Аравийской плиты являются выходы офиолитовой ассоциации в северо-западной Сирии (Бассита и Курд-Даг), где они детально изучены [2, 20]. Здесь развиты крупные массивы гипер-

---

<sup>1</sup> Последние исследования показали покровное строение вулканитов и осадочных пород триаса (покров Мамония) и позднемеловой возраст радиоляритов формации Паранеди (Robertson, Hudson In: Spec. Bull. Internat. Assoc. Sediment., 1974, № 7) (ред.)



базитов, в значительной степени серпентинизированных. Выделяются габбро, сопровождаемые дайковой серией, пиллоу-лавы, толща кремнистых аргиллитов, радиоляритов и известняков с фауной верхнего триаса. Эти породы интенсивно дислоцированы с образованием типичного офиолитового меланжа, слагающего серию покровных чешуй. На них трансгрессивно залегают известняки верхней части маастрихта.

Наиболее полно структура офиолитового шва изучена в последние годы в районах Загроса. В виде крупных покровов здесь залегают массивы серпентинитов, сопровождаемые офиолитовым меланжем. Они несогласно перекрыты известняками верхнего сенона. Подробная характеристика этого района приведена в ряде работ [3, 11, 18, 24, 25].

Офиолитовая ассоциация широко распространена также в Омане. [12, 23]. В виде аллохтонных пластин здесь располагаются покровы Семайл и Хавасина. Верхний покров Семайл сложен преимущественно ультраосновными породами и габбро с комплексом параллельных даек. Выше располагаются спилиты. Покров Хавасина сложен пестрой по составу толщей пород, включающей радиоляриты, туфы различного состава, слонстые известняки, базальты, трахиты и риолиты. В виде крупных блоков среди этих пород заключены массивные известняки с фауной различного возраста от перми до мела. Эти породы образуют характерный офиолитовый меланж. Предполагается, что первоначально они залегали выше пород покрова Семайл. Породы офиолитовой ассоциации Омана, так же как и в других участках периравийской части шва несогласно перекрыты осадочными породами маастрихта.

В современной структуре Гибралтаро-Оманский шов можно рассматривать как узкую, в первые десятки километров зону чешуйчатонадвигового строения. Эта зона соответствует серии разломов глубокого заложения, разделяющей блоки с корой разного типа в настоящем или в прошлом. Надвиги повсеместно направлены в сторону блоков с корой континентального типа, что можно объяснить явлениями растяжения при сокращении мощности коры (мантийный диапиризм) во время образования новейших субокеанических впадин и альпийских эвгеосинклиналей с корой океанического типа. Такие представления подтверждаются геофизическими данными в периафриканской части шва. Здесь намечается резкая прямолинейная гравитационная ступень, соответствующая Гибралтаро-Сицилийскому разлому. Расчеты показывают, что наклоны кровли мантии в сторону от субокеанической впадины к континенту примерно  $12^\circ$ , что является значительной величиной и должно было способствовать смещению блоков коры в этом же направлении.

Обращает на себя внимание дугообразное строение Гибралтаро-Оманского офиолитового шва, который может быть разделен на целую серию дуг, обращенных выпуклостью в сторону Африкано-Аравийского континента. Намечается аналогия между древними дугами в периравийской части шва и молодыми субокеаническими дугами в его западной части, где они связаны, на наш взгляд, с формированием новейших

субокеанических впадин Средиземноморья. Такое сопоставление дает основание предполагать общность механизма их формирования.

Следует подчеркнуть также еще одну важную особенность Гибралтаро-Оманского офиолитового шва, свидетельствующую о его длительном унаследованном развитии. На всем протяжении вдоль шва имеет место отчетливая концентрация крупных новейших разломов. Поэтому шов хорошо выражен в современном рельефе в виде четко проявленной оротектонической линии. Совпадение древнего шва, разграничивающего области с корой разного типа в раннем мезозое, с обусловленной новейшими разломами резкой границей в рельефе, не может быть случайным. Отсюда следует, что более вероятны предположения о наличии вдоль этой границы глобального раздела литосферы. В процессе сложной тектонической эволюции, приводящей к смене условий растяжения и сжатия, что может быть объяснено, например, развитием мантийного диапиризма, вдоль шва возникали тектонические покровы и чешуи, сопровождаемые офиолитовым меланжем, существенно усложнившие и замаскировавшие первичный характер краевого шва.

В пределах Гибралтаро-Оманского офиолитового шва сосредоточено большое число месторождений полезных ископаемых, что позволяет рассматривать его в качестве глобальной рудоконцентрирующей структуры. При этом различные комплексы полезных ископаемых связываются с разными членами офиолитовой ассоциации: а) массивами ультраосновных пород, б) пиллоу-лавами, в) радиоляритами.

Практически во всех массивах ультрабазитов Гибралтаро-Оманского шва имеются рудопроявления хромитов, которые залегают в серпентинизированных гарцбургитах, реже в дунитах, однако основные промышленные месторождения сконцентрированы в немногих районах. Месторождения Тавра в районе Гулеман принадлежат к числу крупнейших в мире хромитосодержащих районов. Здесь выделяются крупные пластовые залежи в перидотитах и секущие рудные тела в антигоритовых серпентинитах. Они приурочены к крупным протрузиям ультрабазитов, которые располагаются в виде пластин среди пород офиолитовой ассоциации и более молодых отложений. В зонах надвигов широко распространен серпентинитовый меланж. Шинаб-Эсфандагский район с целым рядом крупных месторождений располагается в Загросе. Он включает месторождения Абдешт, Амир, Бардж-Бори, Реза, Фариаб, Фейх-Али. Рудные тела залегают здесь в крупных массивах серпентинизированных гарцбургитов и дунитов.

Месторождения и проявления никеля известны в массиве Бани-Бушера, в Троодосе и в районе Минаба. Они представлены как первичными вкрапленными рудами в серпентинитах, так и преимущественно повышенными концентрациями никеля в корах выветривания линейного типа по серпентинитам.

В массивах ультраосновных пород повсеместно встречаются проявления асбеста, талька и магнезита, которые достигают промышленных масштабов на участках с близко расположенными интрузиями более

поздних гранитоидов. Наиболее крупное месторождение асбеста находится в массиве Троодос (Амиантос). Асбест залегает в виде жил в серпентинизированных гарцбургитах и представлен здесь хризотил-асбестом. Проявления асбеста отмечаются также в районе Орана, в Кольской Кабилии, в Бассите. Небольшие месторождения талька невысокого качества известны в Бассите и в районе Кольской Кабилии. Месторождения магнезита промышленного значения имеются в массиве Бени-Бушера и в Троодосе (Акамас), а проявления—в районах Колло, Басситы и Эсфандага. Магнезит залегает в виде неправильных линз, сложных жил или серий прожилков в серпентинитах.

В пиллоу-лавах заключены медноколчеданные месторождения, для которых характерно образование значительных метасоматических залежей. В Тавре к ним принадлежит месторождение Эргани-Маден, на Кипре известны медноколчеданные месторождения Мавруни, Скуриотисса, Калавасса, Кинуса, Перистерка и др. Они приурочены к формации Парapedи раннемезозойского возраста. Медные месторождения этого типа отличаются высокими концентрациями золота и серебра, особенно в зоне окисления. Медноколчеданные проявления известны также в Бассите и Омане.

С радиоляритами офиолитовой ассоциации связаны отдельные месторождения и многочисленные проявления марганца (Троодос, Бассита), которые рассматриваются как вулканогенно-осадочные образования в глубоководных осадках и отчасти как переотложенные продукты подводного выветривания вулканитов среди мелководных отложений.

Представляет интерес выявление тектонических закономерностей, определяющих расположение в зоне Гибралтаро-Оманского офиолитового шва главных рудных районов, в которых сконцентрированы основные месторождения. Отмечается приуроченность хромитового района Гулеман и крупного медноколчеданного месторождения Эргани-Маден к резкому коленообразному изгибу шва, где можно допускать образование узла пересечений различно ориентированных разломов глубокого заложения. Еще более резкий изгиб шва отмечается там, где расположены крупные хромитовые месторождения Минаб-Эсфандагского района в Загросе. Этот изгиб связывается здесь с влиянием поперечного разлома, который рассматривается в качестве одного из звеньев так называемого Урало-Оманского линейамента. Представляется значительной приуроченность крупного хромитового района Минаб-Эсфандаг к узлу пересечений глобальных тектонических линий: Гибралтаро-Оманского офиолитового шва и Урало-Оманского линейамента.

Для другого района концентрации различных месторождений—Троодоса следует отметить связь этого блока с крупной положительной гравитационной аномалией, достигающей 250 мгл. Эта аномалия объясняется близостью выступа верхней мантии. В зонах чешуйчато-надвигового строения с образованием серпентинитового меланжа существенные месторождения хромитов заключены обычно в наиболее крупных телах среди сохранившихся массивов гипербазитов.

Образование Гибралтаро-Оманского офиолитового шва по обрамлению Африканского континента и Аравийского субконтинента можно объяснить с разных геотектонических позиций. В соответствии с концепциями новой глобальной тектоники образование офиолитового шва следует связывать с явлениями обдукции—надвигания океанической коры на края континентов в результате столкновения литосферных плит [5]. В этом варианте предполагается закрытие Тетиса, которое происходило в связи с дрейфом Африканской плиты к северу и северо-востоку на протяжении длительного времени, соизмеримого со временем раскрытия Атлантического океана. Вместе с тем следы такого закрытия Тетиса, фиксируемые надвигами по его южному обрамлению, ограничены узкими интервалами времени. Эти данные противоречат представлениям о том, что движения литосферных плит происходят сравнительно равномерно, как это обосновывается скоростями раздвигания плит, полученных по соотношениям полосовых магнитных аномалий океанического дна. В настоящее время уже предложено настолько большое число самых различных моделей закрытия Тетиса в соответствии с концепциями новой глобальной тектоники, что их рассмотрение и сопоставление может быть предметом самостоятельного исследования.

Среди них следует отметить представления о том, что офиолиты перинаравийской части шва образовались в едином бассейне, обособленном от других бассейнов Тетиса [14] с корой субокеанического или океанического типа.

Представляется более вероятным, что Гибралтаро-Оманский офиолитовый шов является глубинным разделом литосферы между стабильным континентальным блоком земной коры и субокеаническим поясом Тетиса. В пределах этого пояса развиты обширные выступы докембрийско-палеозойской коры континентального типа, фрагменты раннемезозойской коры океанического (или субокеанического) типа и новообразованные в неогене-плейстоцене впадины с корой субокеанического типа, в части из которых процесс преобразования коры с активным вулканизмом продолжается и в настоящее время. Гибралтаро-Оманский офиолитовый шов следует рассматривать в качестве тектонической границы первого порядка, так как по сравнению с принципиальными различиями в строении и развитии коры, особенности поверхностной структуры, в том числе характер складчатости (геосинклинальная или платформенная), специфика магматизма и различия в наборе формаций имеют меньшее значение и являются критериями для выделения тектонических элементов другого порядка [6].

Наряду с ограничением Средиземноморского звена Альпийско-Гималайского геосинклинально-складчатого пояса с юга по Гибралтаро-Оманскому офиолитовому шву, намечается аналогичная тектоническая граница и к северу от него. В пределах Кавказа она совпадает с Главным Малокавказским (Севанским) офиолитовым поясом [1]. Этот пояс отчетливо прослеживается в пределах Малого Кавказа более, чем на 350 км при ширине порядка 20 км. По геофизическим данным, вдоль

этого пояса намечается глубинный шов, проникающий в мантию. Он ограничивает с севера область с эвгеосинклинальным развитием земной коры. Его продолжениями к западу служит Северо-Анатолийский офиолитовый пояс, а к востоку — тектонический шов Эльбурса, также маркированный выходами офиолитов.

Следует остановиться на вопросе классификации гипербазитовых поясов, среди которых наиболее полной представляется типизация, предложенная С. В. Москалевой [8], которая выделяет пояса трех типов. По этой классификации Гибралтаро-Оманский шов соответствует в целом поясу I типа, расположенному по ограничению стабильной рамы, вполне справедливо также выделение поясов II типа, которые отчетливо выражены во внутренних частях Альпийско-Гималайского пояса, располагаясь обычно по периферии срединных массивов, являющихся в прошлом своего рода микроконтинентами. Вместе с тем, представляется недостаточно обоснованным выделение поясов III типа с зонами меланжа, так как образование подобных зон связано с последующей тектонической переработкой гипербазитовых поясов I и II типов, которая к тому же может быть проявлена локально. Поэтому в зонах развития меланжа могут сохраняться крупные массивы гипербазитов со значительными месторождениями хромитов и других полезных ископаемых.

Намечаются многие черты сходства в строении и тектоническом развитии между Гибралтаро-Оманским офиолитовым швом и Главным гипербазитовым поясом Урала, который также протягивается вдоль края Восточно-Европейского континента и Уральской палеозойской эвгеосинклинальной системы.

Подобные сопоставления приводят к выводу, что краевые офиолитовые швы являются характерными структурами ограничений континентальных блоков земной коры, обособляющих их от межконтинентальных мобильных поясов, в пределах которых в условиях растяжения, обусловленного, вероятно, мантийным диапиризмом, могли возникать субокеанические впадины, как это имеет место сейчас в Средиземноморье. Сопоставление краевых офиолитовых швов разных регионов, имеющих много общих черт в структурном отношении, что связано с подобием геотектонической эволюции, представляет особый интерес для целей металлогенического анализа, так как офиолитовые швы обладают отчетливо выраженной металлогенической специализацией.

НИИЗарубежгеология

Поступила 15. III. 1978

Ե. Գ. ՍՈՒԼԻԻ-ԿՈՆԻՐԱՏԵՎ, Վ. Վ. ԿՈՉԼՈՎ

ՋԻԲՐԱԼՏԱՐ-ՕՄԱՆ ՕՖԻՈԼԻՏԱՅԻՆ ԿԱՐԻ ՏԵԿՏՈՆԻԿԱՅԻ  
ԵՎ ՄԵՏԱԳԱԾՆՈՒԹՅԱՆ ՀԻՄՆԱԿԱՆ ԳԾԵՐԸ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Հողվածում բննարկված են Ալպիական ծալքավոր մարզի Ջիբրալտար  
Օման օֆիոլիտային կարի կառուցվածքի հիմնական գծերը, Այս կարը սահ-

մանադասում է Արարական սալի պլատֆորմային մարզը, Ատլասի, Կիրենաիկի, Հեանտի և այլ ծալքավոր շրջաններ Քեսիսի հյուսիսի սուբովկիանոսային դոտուց, որի սահմաններում ձևավորվել էին ալպիական էվգեոսինկլինալները:

Օֆիոլիտային կարը բաժանվում է Մերձաֆրիկյան և Մերձարարական ենթամասերի, որոնք արևմուտքում ընդգրկում են միայն ուլտրամաֆիտային զանգվածներ, իսկ արևելքում՝ օֆիոլիտային գոյացումների լրիվ համակցութունը:

Մազրիբի գեոսինկլինալային սխտանի հիպերբազիտները (մինչքեմբր), հավանաբար իրենց վերջնական զարգացումը ստացել են վաղմեկոզոյում: Իրանք պիրոկսենիտ-պերիդոտիտային զանգվածներ են, որոնց հասակը հավանաբար մինչպալեոզոյան է:

Կարի Մերձարարական հատվածում բննարկված են Քրոզոսի, Բասիտի, Քուրդ-Իազի, Տավրոսի, Ջադրոսի և Օմանի օֆիոլիտները, որոնք հիմնականում ունեն մեզոզոյի հասակ:

Հոդվածում վերլուծված են օֆիոլիտային կարի ադեղնային ձևը (հատակագծում) և նրա երկարատև, ժառանգական զարգացման հարցերը:

Ջիրբալտար-Օման օֆիոլիտային կարի օգտակար հանածոները կապված են ուլտրահիմքային ապարների զանգվածների (քրոմիտ, նիկել, աւբեստ, տալկ, մագնեզիտ), թթու լավաների (երկաթ-պղնձային սուլֆիդներ ոսկու և արծաթի մեծ պարունակությամբ) և ռադիոլյարիտների հետ (մանգան, երկաթ):

## Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Асланян А. Т., Сатуан М. А. К геологической характеристике офиолитовых поясов Закавказья, Известия АН Армянской ССР, Науки о Земле, № 4-5, 1977.
2. Казьмин В. Г., Кулаков В. В. Офиолитовая формация Северо-Западной Сирии. Изв. Высш. учебн. завед., геол. и разв., № 2, 1965.
3. Книппер А. Л. Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области. Тр. ГИН, вып. 267, «Наука», М., 1975.
4. Козлов В. В., Сулиди-Кондратьев Е. Д. Структура и металлогения Гибралтаро-Оманского офиолитового шва. В сб. «Доорогенная металлогения эвгеосинклиналей», тезисы докл. VIII Всесоюзн. металлогенич. совещ., Свердловск, 1976.
5. Колман Р. Внедрение перидотитов верхней мантии вдоль краев континентов в свете положений тектоники плит. В сб. «Новая глобальная тектоника», «Мир», М., 1974.
6. Кузнецов Ю. Я., Сулиди-Кондратьев Е. Д., Козлов В. В. Тектонические элементы северной части Африкано-Аравийского континента. Геотектоника, № 2, 1974.
7. Ломизе М. Г. Краевые офиолитовые швы альпид Ближнего и Среднего Востока. Изв. высш. учебн. завед., геол. и разв., № 2, 1972.
8. Москилева С. В. Рифтогенез и металлогения гипербазитов. В сб. «Металлогения и новая глобальная тектоника», Изд. ВСЕГЕН, Л., 1973.
9. Мурс Э. М., Вайн Дж. Ф. Массив Троодос на Кипре и другие офиолиты как древняя океаническая кора. В сб. «Петрол. изверж. и метаморф. пород дна океана», «Мир», М., 1973.
10. Лейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого. Геотектоника, № 4, 1969.
11. Штеклин И. Тектоника Ирана. Геотектоника, № 1, 1966.
12. Allemann F., Peters T. The ophiolite-radiolarite belt of the north-Oman mountains. J. geol. helv., 1972, 65, № 3.

13. *Aubuin J., Bonneau M., Davidson J.* Contribution à la géologie de l'arc égéen: l'île de Karpathos. Bull. Soc. géol. Fr., 1976, 18, № 2.
14. *Baroz F., Desmet A., Lapierre H.* Eastern Mediterranean ophiolites present along the north of the Arabian plate could have been formed in a marginal basin. 25th Int Geol. Congr. Abstr., vol. 1, Canberra, 1976.
15. *Baroz F., Desmet A., Lapierre H.* Les traits dominants de la géologie de Chypre. Bull. Soc. géol. Fr., 1976, 18, № 2.
16. *Bonneau M.* Esquisse structural de la Crête alpine. Bull. Soc. géol. Fr., 1976, 18, № 2.
17. *Bortolotti V., Lapierre H., Piccardo G. B.* Tectonics of the Troodos Massif (Cyprus): preliminary results. Tectonophysics, 1976, 35, № 4.
18. *Kashfi M. S.* Plate tectonics and structural evolution of the Zagros geosyncline southwestern Iran. Bull. Geol. Soc. Amer., 1976, 87, № 10.
19. *Kornprobst J.* Signification structurale des péridotites dans l'orogène béticorifain arguments tirés de l'étude des détritiques observés dans les sédiments paléozoïques. Bull. Soc. géol. Fr., 1976, 18, № 3.
20. *Lapierre H., Parrot J.—F.* Identité géologique des régions de Paphos (Chypre) et du Baer-Bassit (Syrie). C. r. Acad. sci., 1972, D 274, № 14.
21. *Loomis P.* Tertiary mantle diapirism, orogeny and plate tectonics east of the strait of Gibraltar. Amer. J. Sci., 275, № 1, 1975.
22. *Miyashiro A.* The Troodos ophiolitic complex was probably formed in an Island arc. Earth and Planet. Sci. Lett., 1973, 19, № 2.
23. *Reinhardt B. M.* On the genesis and emplacement of Ophiolites in the Oman mountains geosyncline. Schweiz. min. petr. Mitt., 1969, 49 (1).
24. *Ricou L.—E.* Le croissant ophiolitique peri-arabe, une ceinture de nappes mises en place au Crétacé supérieur. Rev. Géogr. phys. et Géol. dyn., 1971, 13, № 4.
25. *Ricou L.—E.* Evolution structurale des Zagrides. La région clef de Neyriz (Zagros iranien). Mém. Soc. géol. Fr., Nouv. ser., T. 55, Mém., № 125, 1976.