Известия АН АрмССР, Науки о Земле, 1988, XLI, № 5, 3—14 УДК 551.2:629.78

С. В. МАРТИРОСЯН, Г. Р. БАГДАСАРЯН, В. З. САХАТОВ

ПРИМЕНЕНИЕ КОСМИЧЕСКИХ ИЗОБРАЖЕНИЙ ПРИ ВЫЯВЛЕНИИ ПРОЦЕССОВ РЕГИОНАЛЬНОЙ ГЕОДИНАМИКИ СРЕДИЗЕМНОМОРСКОГО ПОЯСА

В статье изложены вопросы применения космических снимков в комплексе с геолого-геофизическими данными при изучении региональных геодинамических процессов, отраженных в поверхности Зем и Рассмотренные примеры охватывают клииозойские складчатые платформенные сооружения Кавказа. Тавра, Заггоса, Аравийской и Мизийской илит и др По-новому рассмотрены явления отраженные в сочетании различных геодинамических элементов, проявившихся как частное на общем фоне сближения Аравийской и Евразийской плит Въраженные в поверхиости гетанамические процессы позволили познать процессы, происходившие на глубине, без чего невозможно изучение геодинамики в целом.

Средиземноморский складчатый пояс широко известеи проявлениями региональных геодинамических процессов, отраженных в поверхности и соответствению в его рельефе. С появлением космических снимков (КС) изучение геодинамики стало на качественно новый уровень, что позволило по-новому рассмотреть, в частности, движение Аравийской плиты к северу и привести в пользу этой концепции новые аргументы и факты [9]. Как справедливо считают Л. П. Зоненшайн и Л. А. Савостин [3], сильная подвижность верхней оболочки однозначно свидетельствует о соответствующей динамичности внутренних час-



11 ×° 2 12 == 13 /

Рис. 1 Структурный узел в зоне согленения разнонаправленных сдвигов второго порядка. 1—межгорные внадины; 2—вторичная геосинклиналь; 3—вулканогенные эоценовые прогибы и поднятия; 4—Лачинская структурная зона, сложениая среднеюрскими-нижнемеловыми вулканогенными отложениями; 5—плиоцен-четвертичные вулканиты; 6—офиолиты; 7 выступы кристаллического основания; 8—гранитоидные интрузии (а), экструзии (б); 9—разломы установленные (а), выявленные по КС (б); 10—надвиги (а), сбросы (б): 11—зона дробления; 12—вулканы (а), сдвиги (б); 13—структурные линии, 14—границы структур. Цифры на схеме: 1—Сомхето-Карабахская зона; 2—Кафанская впадина.

тен Земли и, следовательно, о крупных перемещениях масс вещества и энергии в земных педрах.

Ниже рассмотрены примеры по типам геодинамических обстановок, характерных для Средиземноморского (Альпинского) складчатого пояса.

Первый геодинамический тип — это горизонтальные (тангенциальные) движения геоблоков и движения вдоль трансформных разломов с образованием зон сжатий и расляжений в юго-восточной части Малого Кавказа (рис. 1, 2). На рис. 1 локазаны сложные геодинамические взаимоотношения структур юго-восточной части Малого Кавказа. Здесь происходит тройное сочленение Сомхето-Карабахской структурно-формационной зоны (СФЗ), Кафанской СФЗ (геоблока) и Талышской СФЗ (геоблока). Сомхето-Карабахская и Кафанстая СФЗ являются полными аналогами в формацаюнном, структурном и металлогеническом отношениях и представляли собой, по крайней мере в доверхнемеловое время, единую линейную СФЗ. Талышская СФЗ, являюцаяся аналогом расположенной на занаде Аджаро-Триалетской СФЗ, соединялась, как предполагают многие исследователи, с последней через Куринскую впадину.

В течение киммерийского цикла в Сомхето-Карабахско-Кафанской СФЗ сформировались два структурных этажа: среднеюрский, характеризующийся в основном вулканогенно-осадочной формацией кварцевых платнопорфиров баноса, и позднеюрский-раннемеловой с андезитбазальтовой, вулкано-терригенной и карбонатной формациями. Исключительно широко в данной СФЗ развит интрузивный магматизм, выраженный различными по петрохимическому составу и фациям глубииности телами, в форме штоков и линзообразных залежен натровых гранитондов, плагиогранитов, кварцевых диоритов, субинтрузивных даек кератофиров и альбитофиров и др. По мнению большинства исследователей, интрузивные формации данной СФЗ, охватывающие возрастной интервал от позднего байоса до раннего мела, принадлежат к позднегеосинклинальной, а не к раннеорогенной стадии развития этой структуры. Орогенный этап здесь считается в значительной степени редуцированным. Аджаро-Триалетская и Талышская СФЗ также относятся к геосинклинальным зонам Малого Кавказа. Согласно наиболее распространенной точке зрения, эти СФЗ зародились в конце раннего мела в виде континентального рифта, а в палеоген-неогене испытали полный цикл геосинклинального развития. Верхпемеловые вулканогенно-карбонатные отложения данных СФЗ проявлены незначительно. Главной слагающей формацией служит мощная вулклюгенно-осадочная толща базальт-андезитового состава, датируемая средним эоценом. Широко развиты интрузии габбро-монцонитовой и спениг-диоритовой формаций. Современная структура узла тропного сочленения рассматриваемых СФЗ обусловлена их горизонтальными перемещениями, носящими частный регнональный характер на фоне глобального сжатия Средиземноморского пояса со стороны Афро-Аравийской и Евразиатской плит. Особое место занимает вопрос взаимосвязи Сомхето-Карабахской СФЗ и Кафанского геоблока. По данным дешифрирования КС и полевых наблюдений, в юго-восточной части Сомхето-Карабахской СФЗ выделена зона дробления шириной около 10 и протяженностью в несколько десятков километров (рис. 1). Она как бы окаймляет Сомхето-Карабахскую СФЗ с юга, трассируется в направлении северо-западной границы Кафанского геоблока, где хорошо известны поперечные дислокации в долине р. Воротан, и выражена системой чешуйчатых надвигов, сдвигов и сбросов в отложениях кампана и сантона, осложняющих только ее краевую часть. Здесь породы резко запрокинуты, стоят на головах, тогда как более внутренние части СФЗ, выполненные верхнемеловыми отложениями, залегают спокойно, моноклинально с небольшими углами падения. По геофизическим данным,

гравитационный максимум, соответствующий Кафанскому геоблоку, разко обрывается у широтного отрезка р. Воротан (северо-западнои границы) и далее к северо-западу наблюдается спокойное, относительно пониженное гравитационное поле.

Это обстоятельство с учетом идентичности состава и геологического строения Сомхето-Карабахской и Кафанской СФЗ свидетельствует, что Кафанский геоблок по крайней мере до верхиего мела включительно составлял единую геосинклинальную зону с Сомхето-Карабахской СФЗ, а в более позднее время был отторгнут от нее и смещен в западого-западном направлении на расстояние 50 км по разломам близширотного и северо-восточного направления. Следствием этого смещения явилось образование поперечной (северо-восточной) Нижнеараксинской впадины, выполненной верхнспалеоген-неогеновыми отложениями.

Смещение Талышского геоблока состносится со смещением выделенного по КС Предмалокавказского разлома. По данным дешифрирования КС, он смещен вдоль Пальмиро-Апшеронского разлома северовосточного простирания к северо-востоку (левосторонний сдвиг) на расстояние 30 км, чем может быть объяснено перемещение Талыша в сторону Большого Кавказа и с чем связано сужение Нижнекуринской впадины относительно Среднекуринской. Смещение Предмалокавказского разлома и масс пород правобережья р. Аракс отражено в структуре и рельефе поверхности Мохоровичича и консолидированной коры [10], что свидетельствует о чрезвычанно глубоком заложении сдвига. По данным дешифрирования КС, структурные линии протягиваются от Талыша через Нижнеараксинскую впадину в направлении Кафанского геоблока, что свидетельствует о наличии структурных связей между этими геоблоками. Вероятно, Талышский геоблок находился на продолжении Кафанского или имел более близкое к нему положение. В узле тройного сочленения структур и по его периферии выделяются стабильные участки земной коры и мобильные. К стабильным относится мантийный диапир Южно-Каспийской впадины, облекаемый при движении литосферной плиты к северу структурами Эльбурса и Талыша, имеющими дугообразное простирание. Центральная зона Эльбурса ограничена с севера плиоценовым надвигом с падением на юг, по которому горное ссоружение надвигается на расположенный севернее прогиб. Вдоль северного фронта надвига складки прогиба опрокинуты на север [13]. Центральная зона Эльбурса испытала наибольшее воздымание в неотектоническую стадию. Толщи, слагающие зону, смяты и разбиты разрывами, среди которых наиболее часты взбросы и крутые надвиги.

В процессе сжатия в осевой части Эльбурса деформированы миоценовые красноцветы и плиоцен-плейстопеновые отложения по периферии [2]. Вулканиты новейшего этапа развития Эльбурса представлены известково-щелочными и щелочными сериями плейстоцен-голоценового возраста, происхождение которых связано с процессами субдукции (обдукции).

Приведенные данные свидетельствуют о надвигании континентальной окраины Эльбурса на Южно-Каспицскую впадину. Возможно, что и под Кафанским блоком имеется выступ мантин, который «задержал» движение Кафанского блока к северо-востоку, с чем связано надвигание Кафанского блока на палеозойский выступ фундамента и поднятие (выжимание) Мегринского плутона.

Второй пример касается выявления трансформных разломов по КС и движений вдоль них (рис. 2). В пределах Малого Кавказа среди выявленных поперечных разломов преобладают сдвиги, анализ которых, проведенный с учетом общей геотектонической обстановки, поз-

волил выделить трансформные разломы с присущими им особенностями тектонических движений. Механизм движения вдоль трансформных разломов определялся при совместной интерпретации изображений КС «Космос», Ландсат и геологической обстановки.

Вслед за океанами трансформные разломы стали выделять в структурах континентов, чему способствовали такие специфические особенности трансформных разломов, как их поперечное расположение к срединио-океаническим хребтам и рифтовым зонам, большая протяженность и другие признаки [12]. Следует отметить, что в геологической литературе с одинаковой значимостью и практически на равных основаниях стали использоваться термины сдвиг, трансформный и поперечный разломы, причем два последних часто употребляются как синонимы, чем грубо нарушается критерий, взятый за основу выделения главного свойства названных структур, когда сдвиг по простиранию переходит в другую структуру типа сжатия или растяжения.

Трансформные разломы, пересекающие срединные океанические хребты, имеют относительно простое строение за счет их молодого возраста и малой мощности океанической коры. Их аналоги на континентах выражены менее отчетливо, что объясняется большой мощностью континентальной коры, сложностью ее строения и изменчивостью физических параметров по вертикали.

Выделенные широтные трансформные разломы Малого Кавказа по простиранню сочленяются с зонами растяжения или сжатия, расположенными субмеридионально. Зонами растяжения являются с севера на юг Самсарский, Джавахетский, Гегамский, Сюникский вулканические хребты, выраженные трещинами глубокого мантийного заложения, заполненными излившимися на поверхность неоген-четвертичными лавами андезито-базальтового (на юге) и липарито-дацитового (на севере) состава. Наиболее глубокие расколы возникали в жесткой Иранской плите (базальтоидные лавы четвертичного возраста Гегамского и Сюникского линейно-вытянутых нагорий). Зоны растяжения рассматриваются в сочетании с трансформными разломами как молодые рифтогенные структуры незавершенного развития. Согласно существующим представлениям, далеко не всегда рифтогенный процесс приводит к полному разрыву плиты, к раздвижению образовавшихся частей и созданию океанического бассейна [4]. Для Малого Кавказа характерно разуплотнение земной коры, отсутствие коррелируемых промежуточных границ, прослеживаемых на большое расстояние на Большом Кавказе, наличие большого числа коротких разноориентированных отражающих и дифрагирующих элементов, что свидетельствует о гетерогенности, «зернистости» ее структуры в противоположность слоистой коре Большого Кавказа [8]. То же относится и к границе Мохоровичича, которая по сравнению с Большим Кавказом не дает четких отражений. Земпая кора Малого Кавказа отличается и несколько меньшей мощностью. Для отмеченной рифтогенной зоны характерно повышенное значение теплового потока [11]. Перечисленные особенности земной коры Малого Кавказа свидетельствуют о наличии деструктивных процессов, ведущих к образованию областей тектоно-магматической активизации и рифтогенезиса.

и.

6

Механизм движений по выделенным трансформным разломам и их взаимодействие с зонами растяжения (рифтогенеза) выражается

наиболее полно в юго-восточной части Малого Кавказа (рис. 2). Присеванский трансформный разлом прослеживается в близширотном направлении через хребет Агри-Даг, сложенный офиолитами, южный берег оз. Севан в пределы Куринской впадины. Вдоль него произошли право- и левосторонние движения блоков, приведшие к раскрытию (растяжению) поперечных к их простиранию трещин, послуживших каналами для подъема мантийного вещества. На КС «Космос» и Ландсат зоны растяжения отражены в виде полого холмистых линейных лавовых нагорий с полосчатым рисунком фотоизображения



Рис. 2. Схема трансформных разломов юго-восточной части Малего Кавказа. 1—трансформные разломы, 2—чадвиги; 3—зона дробления; 4—зоны растяжения; 5—зона сжатия с Мегри Ордубадским илутоном; 6—поперечные сегменты Сомхето-Кафанской зоны: Мровдагский (В), Карабахский (Е), Кафанский (З); 7—выступы метаморфических пород девона; 8—Мегри-Ордубадский илутои: 9—К. ринская впадина; 10—направление движения вдоль трансформных разломов; 11—направление движения блоков Сомхето-Кафанской зоны; 12—: сологические границы. Пояснение к буквам на схеме смотреть в тексте.

лавовых потоков. Блоки А и Б, расположенные к северу от Присеванского трансформного разлома, имели разнонаправленные движения, что привело к лево- и правостороннему сдвигам по одну сторону от разлома. Аналогичная картина огражает движение южных блоков Г и Д. Движения блоков в активной части между зонами растяжения имели по обе стороны от трансформного разлома разнонаправленный характер, а к западу и востоку от них эти движения происходили в одном направлении с разной относительной скоростью. Последнее обстоятельство обусловлено движением Сомхето-Карабахской зоны к западу с различной амплитудой в ее поперечных сегментах (блоки В и Е). Граница двух таких сегментов (В, Е) проходит по Кельбаджарскому сдвигу, являющемуся элементом рассматриваемого трансформного разлома. Направление движения в блоке Д вдоль пассивной части трансформного разлома меняется на противоположное в связи с большей скоростью движения к западу блока Е относительно блока В. Более сложный характер имели движения вдоль Нахичевань-Воротанского близширотного трансформного разлома, где к северу и югу от него структура резко различна. К северу движения блоков Г и Д происходили в разных направлениях по аналогии с Присеванским разломом. К югу движения вдоль Нахичевань-Воротанского разлома были, по крайней мере, в завершающей стадии исключительно правосторонними, что привело к образованию структур сжатия, сокращению блоково-складчатого пространства и расмирению межгорной Куринской впадины. Результатом сжатия явилось поднятие и денудация Зангезурского блока (в блоке Ж), вследствие чего оказался выведенным на дневную поверхность крупный Мегри-Ордубадский плутон с богатым медно-молибденовым оруденением (движение Кафанского блока Зрассмотрено выше—рис. 1).

Взаимоотношение наиболсе северных зон растяжения (Самсарский, Джавахетский хребты) с более южными (Гегамский хребет) не совсем ясно из-за их большой пространственной разобщенности.

Второн геодинамический тип-это крупные горизонтальные движения плит и микроплит над фиксированными в их основании кориями геосинклинальных трогов.



Рис. З Фрагмент активной зоны сочленения Аравийской плиты и Средиземноморского пояса. 1 Аравийская плита; 2—межгорные впадины; 3 шарьяжи Восточного Тавра; 4 -неолен-четвертичные лавы; 5—офиолиты; 6—выходы кристаллического фундамента; 7 линейные складки; 8--разломы установленные (а), выявленные по КС (б); 9- шарьяжи (а), надвиги (б); 10-вулканы, 11-сдвиг 1 порядка (а), движение масс Аравийской плиты к ссверу (б); 12-границы структур; 13-разломы, выявленные по КС, подтвержденные геофизическими данными.

Рис. З иллюстрирует характер сочленения Аравийской плиты с Восточным Тавром в пределах поперечного, наиболее сжатого Кавказско-Таврского сегмента Средиземноморского пояса. В широком региональном плане это сжатие является результатом движения Аравийской плиты к северу с вращением против часовой стрелки на 6°, начавшимся в ээцене и продолжающимся до настоящего времени [15]. Взаимоотношение изображенных на рис. З структур обусловлено, главным образом, движениями плиоценовой фазы, хорошо отраженными на КС. Основными структурами, иллюстрирующими взаимоотношение складчатого пояса и Аравийской плиты, являются Восточный Тавр и северная мобильная часть Аравийской плиты, ограничениая с юга 36° с. ш.

В современном структурном плане, по данным дешифрирования КС, Восточный Гавр представляет союой сложную дугообразную структуру широтного простирания, выгнутую к северу, характеризующуюся интенсивно расчлененным горным рельефом без признаков зональности. Восточный Тавр состоит из полого падающих на север тек-

тонических пластии (клиньев), налегающих непосредственно на третичные отложения Аравийской плиты. В восточной части Восточного *Гавра* есть довольно большой район метаморфических пород от зеленых сланцев до амфиболитов — Битлисский покров. Палеонтологические данные позволяют считать, что эти породы отложились, деформировадись и были метаморфизованы в палеозое [16]. Метаморфические породы перекрывают отложения «дикого флиша» и офиолитов, которые представляют собой типичный мелаиж — нижний Маденский покров, непосредственно налегающий на Аравийскую плиту. Среди метаморфических пород обнаружси богатый серпентинитом мелаиж, являющийся либо самостоятельными иластинами, либо выходом подстилающего покроза через тектоническое окно. В доорогенную стадию Восточный Тавр, как и Загрос, представлял собой трог с океанически; ми осадками, сложенными радиоляритами и офиолитами, накопление которых происходило в верхием мелу или началось с конца мела [6].

Мобильная часть Аравийской плиты отличается от более южной стабильной интенсивной переработкой-тектоно-магматической активизацисй (ТМА) с преимущественно альпийским, т е. широтным планом простирания структур (рис. 3). По данным дешифрирования КС, здесь развиты крупные широтные разломы, пересекающие плиту с запада на восток и уходящие в пределы пояса, а также известны широтные флексуры, валы и зоны складок. По геофизическим данным, разломы широтного простирания согласуются с широтной ориентировкой изогипс поверхности фундамента, отражающих систему узких широтно орнентированных блоков с перепадами глубин до 2000 м. К мобильной части плиты приурочено проявление кайнозойского вулканизма позднеальпийской ТМА в виде общирных базальтовых полей, отсутствующих в стабильной части (кроме Западнеаравийской рифтовой системы). Нанболее ранние извержения, незначительные по объему, происходили в мноцене. Гораздо более интенсивный вулканизм, преимущественно трещинного типа, происходил в плиоцене [7]. Вулканические постройки здесь редки, они представлены либо крупными плоскими вулканами щитового типа, либо средними и мелкими уверенно дешифрирующимися ввиду хорошей сохранности вулканическими конусами, «сидящими» на линеаментах широтного простирания. Изложенные данные, полученные по КС и проанализированные в комплексе с геологическими и геофизическими материалами, свидетельствуют в пользу гипотезы дрейфа Аравийской плиты к северу. В зоне сочленения Восточного Тавра с Аравийской илитой этот дрейф доказывается прежде всего отодвиганием шарьяжей Восточного Тавра к северу (и сужением здесь всего Средиземноморского пояса), активной переработкой процессами позднеальпинской ТМА северного форланда Аравнйской плиты, вдавленной в Средиземноморский пояс, срезанием складок Складчатого пояса Загроса влоль выделенного по КС разлома (сдвига) северо-западного простирания и другими частными фактами. Заслуживает внимания прежде всего переработка процессами позднеальнийской ТМА северной мобильной части Аравийской плиты. Спроектированные на се поверхность разломы, уходящие в пределы складчатого пояса, отражают глубинные корни этих структур, зафикспрованные в поверхности верхней мантии, что подтверждается проявлением по ним базальтового магмагизма, Образование крупных широтных разломов, зон складок, валов в мобильной части Аравийской плиты произошло в плиоцен-плейстоцене. В районах, примыкающих с юга к Восточному Тавру, мпоцен-плиоденовые слои образуют крутые и опрокниутые к югу складки [6]. К плиоцену также относится здесь сильное проявление базальтового вулканизма. Это свидетельствует о том ,что наиболее позднее перемещение Аравийской плиты в пределы подвижного пояса и последовавшая затем ее ТМА произошли не ранее верхнего плноцена.

Взаимоотношения Мизийской плиты и Фракийского массива

(Среднегорья) показаны на рис. 4, где отражены следующие основные структурные элементы: Мизийская плита с северными Предбалканидами, собственно Предбалканиды и Балканиды, северная часть Фракийского массива—Среднегорье [1] В южной части Мизийской плиты (Всемизийское поднятие), которая погружалась быстрее, произошло накопление карбонатных отложений большой мощности, что определи-



Рис. 4 Характер сочленения Предбалканид с Бълканидами. 1-Мизийская илита с северными Предбалканидами; 2-собственно Предбалканиды с Балканидами; 3-

Среднегорье; 4—Крайштиды; 5—Бургасский вулканогенный прогиб; 6—паложенные впадины; 7—сквозные линеаменты; 8—разломы установленные (а), отдешифрированные по КС (б), надвиги (в); 9—кольцевые структуры; 10—направление движения масс Мизийской плиты; 11—плейстоценовые базальты; 12—границы структур.

ло значительный угол наклона пород в нижних частях разреза. Продолжительно воздействующее сводовое давление в сочетании с общим погружением платформы и с пониженной плотностью лежащего к северу микроконтинента с корой субокеанического типа породили длительное, направленное на юг пододвигание. Вероятно, большую роль в этом процессе имели глобальное сжатие и растяжение в обширном пространстве Тетиса. Составленные по данным бурения карты стратоизогилс кровли некоторых компетентных карбонатных комплексов чехла показывают, что южное крыло Мизайской плиты испытало значительное пододвигание в пространство Балканид, занятое флишсвыми отложениями [1].

Балканиды имеют хорошо выраженную северную вергентность за счет отодвигания их глубшиных горизонтов в южном направлении. Со среднеальпийским тектоническим циклом, начиная с титонского времени, связан новый этап развития Балканид, которые к востоку от Этропольской линии (примерно меридиан Софии) приобретают вид своеобразного желоба. Об этом свидетельствует присутствие многеосинклинального трога, который просуществовал до конца апта. С позднего мела этот трог мигрирует на территорию Восточно-Болгарского мегаблока.

В раннем и среднем миоцене формаруется новый миогеосинклинальный трог, который располагается продольно по отношению ко всему пространству Балканид. Таким образом, геологические данные свидетельствуют о постоянной миграции к югу Мизийской плиты и Балканид. Результаты дешифрирования КС «Космос» хорошо согласуются с гсологическими данными, причем здесь получаются данные, в какой-то степени аналогичные рис. 3. (с обратным соотношением движения с севера на юг). Отдешифрированные линсаменты выходят из пространства собственно Предбалканид и Балканид под острым углом, пересекают северяње Предбалканиды и Мизинскую плиту и на запале вновь уходят в пределы Балканид. Причем эти нинеаменты не следуют параллельно

Балканидам, повторяя их конфигурацию, а протягиваются почти прямолинейно, отдаляясь от Балканид, а затем снова входя в их пределы. Это обстоятельство свидетельствует о том, что в процессе движения Мизийской плиты к югу корна глубионых линеаментов оставались зафиксированными на месте и при активизации вертикальных движений спроектировались на поверхности. Максимальное отодвигание Балканид происходило в их центральной части. Время формирования этих линеаментов в чехле относится, по-видимому, к позднеальнийскому тектеническому циклу (с позднего мела), т. к. они пересекают позднемеловые и палеогеновые отложения. Собственно здесь, как и в случае Аравийской плиты, имеет место позднеальпийская ТМА Мизииской плиты с незначительным по масштабам проявлением базальтового магматизма.

Третий геодинамический тип, иллюстрируемый двумя примерами, отражает крупные вертикальные движения на стыке структур с разным знаком этих движений.

Загросская зона служила четкой границей между Африканской плитой и Иранской плитой в течение мезозоя и кайнозоя в качестве геосинклинали. Эта инфракембрийско-неогеновая последовательность отложений Загроса смята только в самую последнюю фазу альпинской орогении в плиоцен-плейстоценовое время. Ее можно подразделить на ннфракембрийско-среднетриасовую платформенную стадию, недифференцированную, позднетриас-мноценовую геосинклинальную стадию, представленную синорогенической и посторогенической плиэцен--плейстоценовой молассой [14]. Складчатый пояс можно рассматривать как краевой мобильный осадочный грог, наложенный на Аравийскую плиту. В гечение последних фаз геосинклинального развития аналогичные движения вызвали постоянный сдвиг оси Загросского трога к юго-западу и, в конечном счете, к его теперешнему положению в Персидском заливе. Движения Аравийской плиты по отношению к Загросу носили более сдвиговый, чем поддвиговый характер, о чем свидетельствуют линейные симметричные длинные складки складчатого пояса Загроса. В настоящее время активная зопа Загроса располагается на юго-западе на границе складчатого пояса с Месопотамским прогибом, где реализуются гравитационные сбросы как результат сочленения зон с разным знаком тектонических движении. Рис. 5 иллюстрирует гравитационный сброс, фиксируемый положением фотомаркирующего горизонта, сползающий в плиоцен-четвертичную молассу, заполнившую также его тыловую зону. По времени образования сброс может быть отнесся к категории новейших. Уверенно дешифрируются также дугообразные разломы, обращенные выпуклон стороной к складчатому поясу. Они фиксируют в поверхности Месопотамского прогиба положение погребенных под молассой также гравитационных сбросов. Эта тектоническая обстановка свидетельствует об интенсивности разнонаправленных вертикальных движений на стыке двух различных по тектоническому режиму структур. Следующий пример, иллюстрирующий крупный гравитационный сброс в зоне сочленения Восточного Понта с Черноморской впадиной, изображен на рис. 6. В пределах сброса развиты юрская, верхне- и нижнемеловые толщи Северной Анатолии и Восточного Понта. Здесь известны также массивы метаморфических пород и крупная Качкарская интрузия, сложенная гранитами и гранодиоритами. Становление отмеченной интрузии, по-видимому, связано с растяжениями вдоль сброса в послеверхнемеловое время, т. к она рассекает верхнемеловые и более древние породы. Тектонические деформации берега и прибрежных равнии («подвешенные долины») можно наблюдать в литоральной зоне Черного моря в районе Восточного Понта [5], что связано с опусканнем прибрежной зоны. По данным геологической карты Турции масштаба 1:500000, линия гравитационного сброса трассируется выходами риолитов, дацитов, трахитов, фонолитов третичного возраста, а



Рис 5 Гравитационный сброс в зоне сочленения Загроса с Месопотамским прогибом (по данным дешифрирования КС Джемини). 1-илноцен плейстоценовая моласса, 2-фотомаркирующий горизонт; 3олигоцев-мпоценовые отложения, включающие олигоценовые красноцветные породы Асмари и известияки ю з Ираия. 4-сбросо-сдвиги (а), недифферсицированпые разломы (б); 5-дуговые сбросы, характерные для зон сочленения с разным знаком тектонических движений

Рис. 5 Гравитационный сброс в зоне сочленения Восточного Понта с Черноморской риадиной (по танным дешифрировалия КС и геологической карты Гурции) 1 — межгорные впадины; 2—геосинклинальные складчатые системы; 3 срединные массивы с выходами палеозойского метаморфического основания; 4 офиолится; 5—плиоцен-четвертичные вулканиты; 6 гранаты, гранодиориты (Качкарская интрузия). 7—разломы установленные (а), отдешифрированные (б); 8—надвиги (а), сбросы (б); 9—границы.

также дноритов, габбро, днабазов. Сброс имсет дугообразную форму, обращенную вогнутой стороной в сторону Черноморской впадниы.

Из изложенного следует, что применение КС позволяет выявлять геодинамические обстановки сложнопостроенного Средиземноморского складчатого пояса по принципу от морфологии к генезису, что чрезвычайно важно при региональных тектонических и металлогенических исследованиях. Приведенные примеры не отражают всего многообразия региональных геодинамических обстановок, но тем не менее показывают типичные проявления на КС процессов, имевших место в период позднеальнийской истории развития и позднеальнийской ТМА.

ПО «Армгеология», ВНИНКАМ

12

Поступила 15.111.1988.

Ս. Վ. ՄԱՐՏԻՐՈՍՏԱՆ, Հ. Ռ. ԲԱՂԴԱՍԱՐՅԱՆ, Վ. Չ. ՍԱԽԱՏՈՎ

«ՈՏԵՐԱԿԱՆ ԺԱՏԿԵՐԵԵՐԻ ԳԱՊՈՈՈՐԻ ՉԱՊՈՅԻՄԸ ԴԵՆԵՐԱԾՈՎԱՅԻՆ ԳՈՏՈՒ ԴԵՆԵՆԵՆԱՆ ՇԱՑՏԱՀԱՅՏԱԳ ՎԳՅՅՇՍՅՑՈԳԹ ՇԱԿԱԿՎՆԱՅԿՅԴԱԴԳԴԵԴ ՀԱՅՈԳՔՅԴ

րադրված են տիեղերական նկարների օդտագործման մարցերը երկրի մակերևույԹին արտամայտված ռեգիոնալ երկրադինամիկական պրոցեսներն ուսումնասիրելիս։ Տիեղերական նկարների ի մայա գալով երկրադինամիկական մարցերի պարղաբանումը ստացավ նոր որակական մակարդակ, որը Թույլ ավեց նորովի

Ամփոփում

Երկրաբանա-երկրաֆիդիկական ավյալների Տետ մեկտեղ Հոդվածում շա-

դիտելու տարբեր երկրադինամիկական տարրերի մեջ արտահայտված երեվույթները։

Հոդվածում ըստ տիպերի ֆննարկվող երկդինամիկական իրադրությունների օրինակները ընդգրկում են Կովկասի, Տավրոսի, Հագրոսի կայնողոյան ծալբավոր և պլատֆորմային կառույցները, Արաբական և Միդիական սալերը և այլն։

Դիտարկված առաջին երկրադինամիկական տիպը՝ երկրաբեկորների Տորիղոնական (տանդենցիալ) և տրանսֆորմ խզումների ուղղությամբ շարժումներն են, որոնը ուղեկցվում են Փոքր Կովկասի Տարավ-արևելյան մասում սեղմման և ձզման զոտիների առաջացմամբ։ Ցույց են տրված կառույցների րարդ երկրադինամիկական փոխճարաբերությունները Փոքր Կովկասի այն մասում, որտեղ առկա է Սոմխեթա-Ղարաբաղի կառուցվածբային-ֆորմացիոն դոտու (ԿՖԳ), Ղափանի և Բալիշի ԿՖԳ-ների (երկրաբեկորների) եռակի Տոդակապումը։ Դիտվող ԿՖԳ-ների եռակի հողակապման հանդույցի ժամանակակից կառուցվածբը պայմանավորված է գրանց Տորիզոնական տեղաշարժերով, որոնք կրում են մասնավոր ռեգիոնալ բնույթ Աֆրիկյան-Արաբական և Եվրասիական սալերի կողմից Միջերկրածովային գոտու համամոլորակային սեղմման ֆոնի վրա։

Երկրորդ հրկրադինամիկական արալու՝ սալերի և միկրոսալերի խոշոր Հորիզոնական շարժումներն են նրանց Հիմբում գեոսինկլինալային իջվածքների ֆիքսված արմատների վրալով։

Հոդվածում դիտարկված է Արաբական սալի և Արևելյան Տավրոսի փոխկապակցության բնույթը Միջերկրածովային գոտու լայնակի ամենասեղմված Տավրոս-Կովկասյան սեգմենտի սամմաններում։ Ռեգիոնալ լայն իմաստով այդ սեղմումը հանդիսանում է Արաբական սալի դեպի հյուսիս շարժման և ժամացույցի սլաջի շարժմանը հակառակ 6 չափով պտուլտի արդյունջ։ Տիեզերական նկարներից ստացված և երկրաբանա-երկրաֆիզիկական նյութերի հետ համատեղ վերլուծված տվյալները հաստատում են Արաբական սալի դեպի հյուսիս տեղաշարժման վարկածը։

նրպես երկրորդ երկրադինամիկական տիպին վերաբերվող օրինակ դիտարկված են Միզիական սալի և Թրակիական ղանգվածի փոխչարաբերու-Թյունները, ընդ որում, «Կոսմոս» տիեղերանկարների վերծանման արդյունքները լավ Համաձայնության մեջ են գտնվում երկրաբանական տվյալների Հետ և ինչ-որ չափով ամանման են նախորդ օրինակին։

Երկրադինամիկտկան երրորդ տիպը ներկտչացված է երկու օրկամիով՝ - սպրոսի և Արևելյան Պոնտոս–Սևծովյան գոգաղորել կցման կցման ներով։ Այս տիպը արտացոլում է տարբեր նշաններ ունեցող ուղղածիգ խոշոր շարժումները դիտարկվող կտոույցների կցման գոտուն։

հերված օրինակները ցույց են տալիս, որ տիեղերանկարների օգտագործումը Տնարավոր է դարծնում Տայտնաբերելու բարդ կառուցվածք ունեցող Միջերկրածովային ծալքուվոր գոտու երկրադինամիկական պրոցեսների առանձնահատկությունները ձևաբանությունից ծագմանը անցնելու սկզբունքի հիման վրա, ինչը շատ կարևոր է ռեգիոնալ տեկառնական և մետաղածնական պրոցեսներն ուսումնասիրելիս։ Այս օրինակները շեն արտահայտում ռեղիոնալ երկրադինամիկական իրադրություններն իրենց ամբողջ բազմաղանությամբ, բայց և այնպես հայտածում են տիեղերական նկարների վրա արտահություններն ուս դարոցեսները, որոնք տեղի են ունեցել ուշ ալպիական արտահություններն ուն պրոցեսները, որոնք տեղի են ունեցել ուշ ալպիաS. V. MARTIROSIAN, H. R. BAGHDASARIAN, V. Z. SAKHATOV

THE SPACE IMAGERY APPLICATION FOR REVEALING THE MEDITERRANEAN BELT REGIONAL GEODYNAMICAL PROCESSES

Abstract

The problems of the space imagery application combined with the geological-geophysical data for the regional geodynamical processes investigation are brought in this paper. The considered examples include Cenozoic folded and platform structures of the Caucasus, Taurus, Zagros, The Arabian and Mizian plates e. a. There are in a new fashion considered the phenomena reflected in a combination of different geodynamical elements, which are revealed as particular cases against a common background of converging Arabian and Eurasian plates. Revealed on the surface geodynamical processes have allowed to cognize the processes having taken place in abyssal zones and so to investigate the geodynamics in the whole.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Бончев Е. Подвижная область Балканид и разрывающие ее траизитные криптолинеаменты.—В кн.: Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1979. с. 93--106.
- 2. Вардилетян А. Н., Сорохтин О. Г. О возрасте Черноморской и Южно-Каспийской впадин.—Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1981, т. 34, № 1, с. 44—51.

4.1

k

- 3. Зоненшайн Л. П., Савростин Л. А. Введение в геодинамику. М.: Недра, 1979, 311 с.
- 4. Нванов С. Н. Зона утонения при разрыве плит и ее значение для понимания структуры и истории складчатых поясов —В ки: Тектоника. Геология альпид «тетисного происхождения». М.: Паука, 1980. с. 45—52.
- 5. Ильхан Э. Восточная Турция.—В кн.: Мезовойско-кайнозойские складчатые поя са. М. Мир, 1977, т. 1. с. 234—347.
- 6. Кетин И. Тектонические структуры Анатолии (Малая Азия).—Геотектоника, 1966, № 3, с. 61—71.
- 7. Милановский Е. Е., Короновский Н. В. Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. М.: Недра. 1973, 277 с.
- 8. Павленкова Н. И. Строение земной коры и верхней мантии юга европейской части СССР по геофизическим данным.—В ки.: Проблемы геодинамики Кавказа. М.: Наука, 1982, с. 71-80.
- 9. Сахатов В. З. Изучение новейшей тектонный Кавказско-Анатолийского сегмента Средиземпоморского пояса (по цанным дешифрирования космических снимков).—В ки: Космогеологические методы в изучении четвертичного периода. Л., ВСЕГЕИ, 1982.
- 10. Цимельзон И. О. Связь тектоники осадочных отложений Азербайджана с глубинной структурой земной коры.—Геотектоника, 1970. № 5.
- 11. Шевченко В. И., Рязанов И. А. Тектоника и гесфизические поля Крыма Кавказа-Копетдага — В ки.: Проблемы геодинамики Кавказа. М.: Наука, 1982, с. 80--85.
- 12 Шерман С. Н. Сдвиги и грансформные ра ломы литосферы (тектонический анализ проблемы).- В кн.: Проблемы разломной тектопики. Новосибирск: Наука, 1981, с. 5—26
- 13 Штеклин И. Северный Иран: горы Эльбурс.—В кн.: Мезозойско-кайнозойские
- складчатые пояса. М.: Мир, 1977, т, І. с. 264—289.
- 14. Stocklin T. Structural history and tectonics of Iran.—Bull. Amer. assoc. petr. geol. 1968, v. 52, № 7.
- 15. Freund R. et al. The shear along the Dead Sea rift.-Phil, Trans. Roy. Soc. Long., A-267, 1970.
- 16. Hall R., Masson R. A Tectonic melang from the Eastern Taurus Mauntains.— Turkey. T. Geol. Soc., 1972, v. 128, № 4.