

123. Юдин В.В. Пассивные окраины юга и востока Европы // Геологія і геохімія горючих копалин. 2001, № 3. С. 34-43.

УДК 551.248.1 (47)

В.В. Юдин

ПАССИВНЫЕ ОКРАИНЫ ЮГА И ВОСТОКА ЕВРОПЫ

(Представлено доктором геолого-минералогических наук О.С.Ступкой)

Пассивные окраины континентов известны более 100 лет, начиная с работ Э. Зюсса. В последние десятилетия, благодаря быстрому развитию теории тектоники литосферных плит (актуалистической геодинамики) и комплексному изучению геологии современных акваторий, была разработана новая классификация и номенклатура этих образований [1,2 и др.]. Современная геодинамика позволила понять эволюцию пассивных окраин от начальных до завершающих этапов в соответствии с циклом Вильсона. При полном развитии мы выделяем четыре главных стадии их эволюции в закономерной последовательности.

Зачаточная, рифтогенная стадия обычно начинается со сводового поднятия с последующим расколом, утонением, растяжением континентальной коры и образованием по системе сбросов линейных грабенов. В последних происходит быстрое накопление мощных вулканогенно-терригенных формаций. Современный пример тому – Великие Восточно-Африканские и другие рифты [1,2]. На рассматриваемой стадии проявляются процессы, не характерные для классических зрелых пассивных окраин: сейсмичность, вулканизм, поднятия, накопление молассоидных формаций и др. Однако, непрерывная последующая эволюция земной коры в полном цикле Вильсона позволяет включать эту стадию с эмбриональными формами в состав пассивноокраинных комплексов по Д.П. Кеннету [1]. В случае прекращения дивергенции образуются структуры, заполненные мощной осадочной толщей, известные как авлакогены. Последние, в этом понимании, также логично относить к

ISSN 08969-0774. Геологія і геохімія горючих копалин.2001, №3. С.34-42

пассивноокраинным, несмотря на некоторую специфику геодинамического режима и формаций [1].

Юная стадия эволюции характеризуется разъединением континента или его части с образованием между блоками океанической коры. Примером тому – Красное море, где начались процессы спрединга с внедрением дайковых комплексов при непрекращающемся быстрое и мощном осадконакоплении в протоокеанском бассейне.

Зрелая стадия следует при продолжении дивергенции и также не имеет резкой границы с предшествующей. Ее отличие заключается в постепенном формировании четкого разграничения формаций шельфа, континентального склона, подножия и абиссали с накоплением на них соответственно карбонатных, терригенно-карбонатных; дивергентных флишевых и кремнисто-сланцевых толщ. Характерной особенностью пассивноокраинного флиша является “зрелость” песчаников, заключающаяся в олиго- и мономиктовом составе зерен. Основное осадконакопление происходит вблизи континента и вдали от зоны спрединга уже широко раскрывшегося океана. Вследствие этого, здесь отсутствуют сейсмичность, структурообразование и магматизм. Современными примерами могут служить хорошо изученные окраины Восточной Америки, Африки, Индии и др. [1,2].

Последующая эволюция земной коры по циклу Вильсона связана с конвергенцией. Она приводит к субдукции океанической коры, при которой поддвигаемая плита сохраняет свойства пассивной окраины вплоть до коллизии. Этот период развития можно назвать **конвергентной стадией**, с выделением двух этапов – субдукционного и коллизионного. На **субдукционном этапе** происходит поглощение океанической коры с постепенным вхождением в зону глубоководного желоба краевых частей пассивной окраины с абиссальными и батинальными формациями. Современный пример тому – северо-западная Австралия, где в Зондский (Яванский) желоб и его восточное продолжение – Тиморский трог со скоростью 7,8 см в год под углом подвигается пассивная окраина этого континента [1,3]. На ней формируются глубоководные отложения конвергентного флиша - основания орогенного комплекса будущего краевого прогиба. Отличие этого флиша от дивергентного, заключается в полимиктовом составе обломков псефитов с преобладанием зерен из глубоководных силицитов

и эффузивов размываемого аккреционного клина островной дуги [3]. На **коллизионном этапе** в зону конвергенции входит шельфовая часть пассивной окраины. Происходит образование надвигов, шарьяжей и принадвиговых складок. Прилегающий шельф погружается, формируя полноценный краевой прогиб, который заполняется орогенным комплексом (флиш, нижняя и верхняя молассы) [3]. Современный пример этого этапа – Предараканский краевой прогиб на северном продолжении того же Зондского желоба. Древним аналогом является Западный Урал с Предуральским краевым прогибом. В случае отсутствия юной и зрелой стадии развития, последующая конвергенция может создавать более простые структуры, известные на месте авлакогенов, как например в Днепровско-Донецкой впадине и в Донбассе.

При рассмотрении геодинамики древних пассивных окраин в геологическом разрезе достаточно четко распознаются литодинамические комплексы формаций вышеперечисленных стадий и этапов эволюции: рифтогенный (вулканотерригенный), перикратонный (терригенно-карбонатный, флишевый, кремнисто-глинистый) и орогенный краевого прогиба (флиш, нижняя и верхняя молассы). В некоторых регионах с прекращением дивергенции часть формаций может отсутствовать, что является основанием для выделения отдельных палеотектонических структур.

Большая мощность и разнообразие осадочных пород, значительная скорость их накопления, а также наличие разнотипных структурных и литологических ловушек, обуславливают очень высокие перспективы нефтегазоносности пассивных окраин. Европа не является исключением. В течение длительного геодинамического развития здесь формировались разновозрастные формации разных стадий эволюции рассматриваемых окраин. Наиболее четко они представлены в восточном и южном ограничениях.

В фанерозойской эволюции **восточной окраины Европы** вдоль Урала и Пай-Хоя, четко выделяется пассивная окраина с тремя формационными комплексами (рис. 1.). Нижний, рифтогенный (позднекембрийско-раннеордовикского возраста) формировался в зачаточную стадию развития. К концу его, в строении Западного Урала и Приуралья намечает-

ся разделение двух типов разреза – грубообломочного шельфового на западе и песчано-сланцевого батинального на востоке. Это свидетельствует о постепенном переходе к юной стадии развития пассивной окраины. Зрелой стадии отвечает мощный перикратонный комплекс среднеордовикско-раннепермского возраста с четкой дифференциацией на шельфовые и батинальные формации (рис. 1).

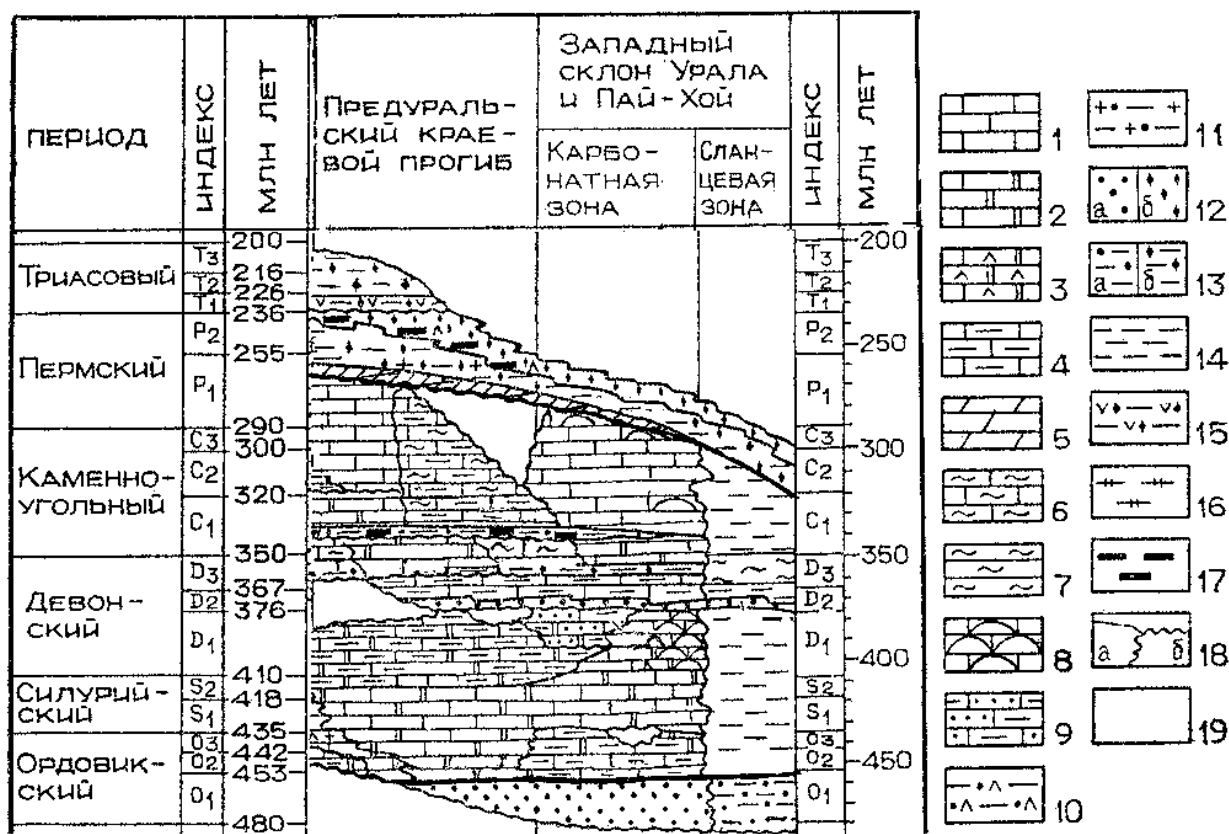


Рис. 1. Формации восточной пассивной окраины Европы (по [3] с изменениями)

1-15 – основные литоформации: 1 – известняковая, 2 – известняково-доломитовая, 3 – сульфатно-карбонатная, 4 – глинисто-известняковая, 5 – мергелистая, 6 – кремнисто-известняковая, 7 – кремнистая, 8 – рифогенно-известняковая, 9 – песчано-глинисто-карбонатная, 10 – сульфатно-песчано-глинистая, 11 – галогенно-песчано-глинистая, 12 – грубообломочная (а – олигомиктовая, б – полимиктовая), 13 – песчано-глинистая (а – олигомиктовая, б – полимиктовая), 14 – известняково-кремнисто-глинистая, 15 – вулканогенно-терригенная, 16 – сланцеленость, 17 – угленосность, 18 – границы формаций (а – согласные, б – несогласные), 19 – отсутствие отложений (эпохи размывов и перерывов в осадконакоплении)

Вышележащие орогенные формации отражают конвергентную стадию развития пассивной окраины. Они имеют скользящий, с омоложением к западу, возраст в диапазоне от

карбона до триаса включительно (рис. 1) Первоначально этот комплекс формировался в жемчужине, который эволюционировал в краевой прогиб. Обломки в конгломератах и песчаниках в основном состоят из глубоководных силицитов [3]. На субдукционном этапе в карбоне орогенные формации отлагались на отложениях абиссали, батиали и глубокого шельфа. По мере поддвигания Лавразии под Тагило-Магнитогорскую островную дугу с прилегающими микроконтинентами и их коллизии, комплекс краевого прогиба “накатывался” на более внутренние шельфовые районы кратона с омоложением возраста формаций к западу [3].

В результате был сформирован мощный осадочный чехол пассивной окраины полного цикла развития. На последней стадии, при тангенциальном сжатии были образованы разнотипные складчато-надвиговые структуры, определившие положение структурных ловушек нефти и газа (рис. 2). Формирование конвергентных дислокаций Урала и Приуралья (уралид) происходило в каменноугольно-юрский период, а Пай-Хоя (пайхоид) – в перми-мелу с длительной и непрерывной миграцией основной фазы структурообразования на кратон [3]. Границей пассивной окраины является Уральская сутура, восточнее которой развиты островодужный и коллизионный магматизм активной окраины (рис. 2).

Кроме вышеописанного палеозойско-мезозойского цикла эволюции, в среднем девоне – раннем карбоне на востоке Европы формировались автономные рифтогенные авлакогены и прогибы (Печоро-Колвинский, Варандей-Адзвинский и др.), отчленившие краевые фрагменты палеоконтинента Лавразии [4]. По сути, это было отдельное проявление зачаточной и юной стадий формирования пассивных окраин, не завершённое последующим спредингом и значительным сжатием. Формации этапа представлены специфическими вулканогенными, терригенными и депрессионными отложениями. Они имеют сходство с таковыми окраин полного цикла, что позволяет рассматривать их совместно. Следует отметить, что севернее, в акватории Баренцева моря, выявлен спрединговый комплекс с субмеридиональными полосовыми магнитными аномалиями средне-верхнедевонского возраста [5]. Это позволяет увязать

формирование авлакогенов на суше в единую рифтогенно-спрединговую систему, открывавшуюся к северу в дивергентную зону океана Палеопацифик.

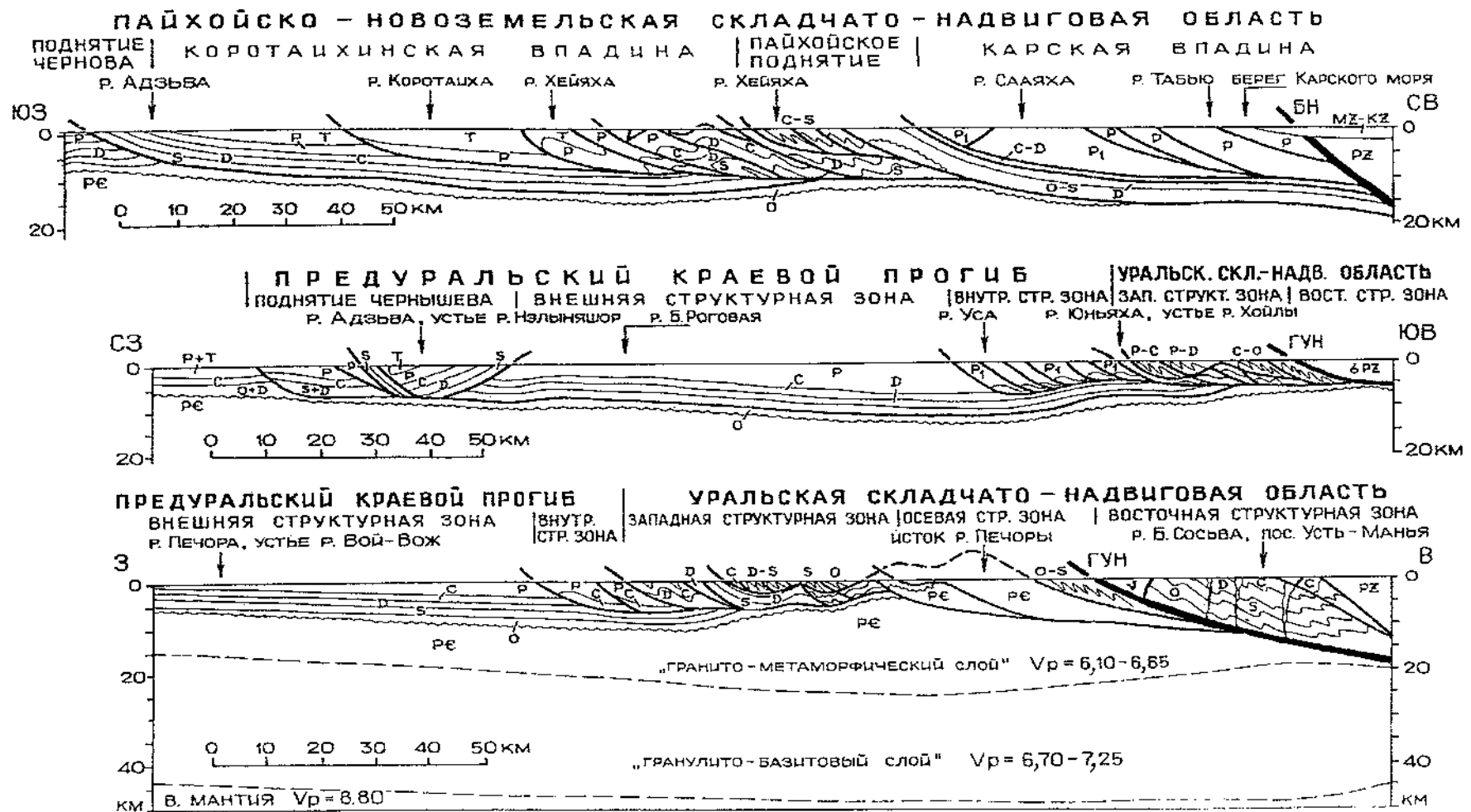


Рис. 2. Структуры восточной пассивной окраины Европы по [3].

ГУН – Главный уральский надвиг (коллизийная сатура), БН – Байдарацкий надвиг (сатура пайхойд)

Южное ограничение Европейского кратона имеет более сложную, четырехактную геодинамическую эволюцию. В раннем палеозое, с раскрытием океана Палеотетис, были окончательно сформированы две пассивные окраины. На конвергентной стадии южная из них в позднем палеозое превратилась в активную, так как Северокрымская коллизионная су́тура, расположенная от юга оз.Сасык - вдоль Голицинского надвига – Перекопа – Северного Предкавказья, имеет южное падение, подтверждаемое синхронным магматизмом, формациями и структурами к югу от нее [6,7]. На северной же сохранились фрагменты пассивноокраинных формаций, включая молассу, выполняющую Предскифийский краевой прогиб (рис. 3). Эволюция этой окраины весьма сходна с Восточноевропейской, но менее изучена из-за перекрытия мезозойско-кайнозойскими отложениями.

Тем не менее, Северокрымская су́тура подтверждается не только геофизическими, но и геологическими данными. Вдоль Северного Кавказа в ее зоне известны выходы позднепалеозойского офиолитового меланжа и олистостром. Здесь и западнее, например в скв.6 – Новоалексеевская, в молассе краевого прогиба среди разнообразных галек осадочных, магматических и метаморфических пород, присутствуют кремнистые сланцы, силициты, базальты и ультрабазиты. Это свидетельствует о том, что в аккреционной призме размывались породы всех трех слоев океанической коры ныне субдуцированного Палеотетиса.

Севернее, со среднего девона, происходило формирование Днепровско-Донецкого авлакогена, раскрывавшегося в Палеоуральский океан. Эта система отчленила на юге микроконтинент Украину [7,8]. Более широко она раскрывалась на юго-востоке с формированием там океанической коры. При последующей пермско-раннетриасовой конвергенции одна из окраин приобрела признаки активной. Считалось, что это была северная из них (рис. 4, А). Однако конвергентность складчато-надвиговых структур, а главное – синхронный магматизм, динамокатагенез в зонах разрывов и высокотемпературная минерализация на юге Донбасской складчато-надвиговой области и в прилегающих районах щита, свидетельствуют о наличии под авлакогеном Донецкой су́туры южного наклона (рис.4, Б).

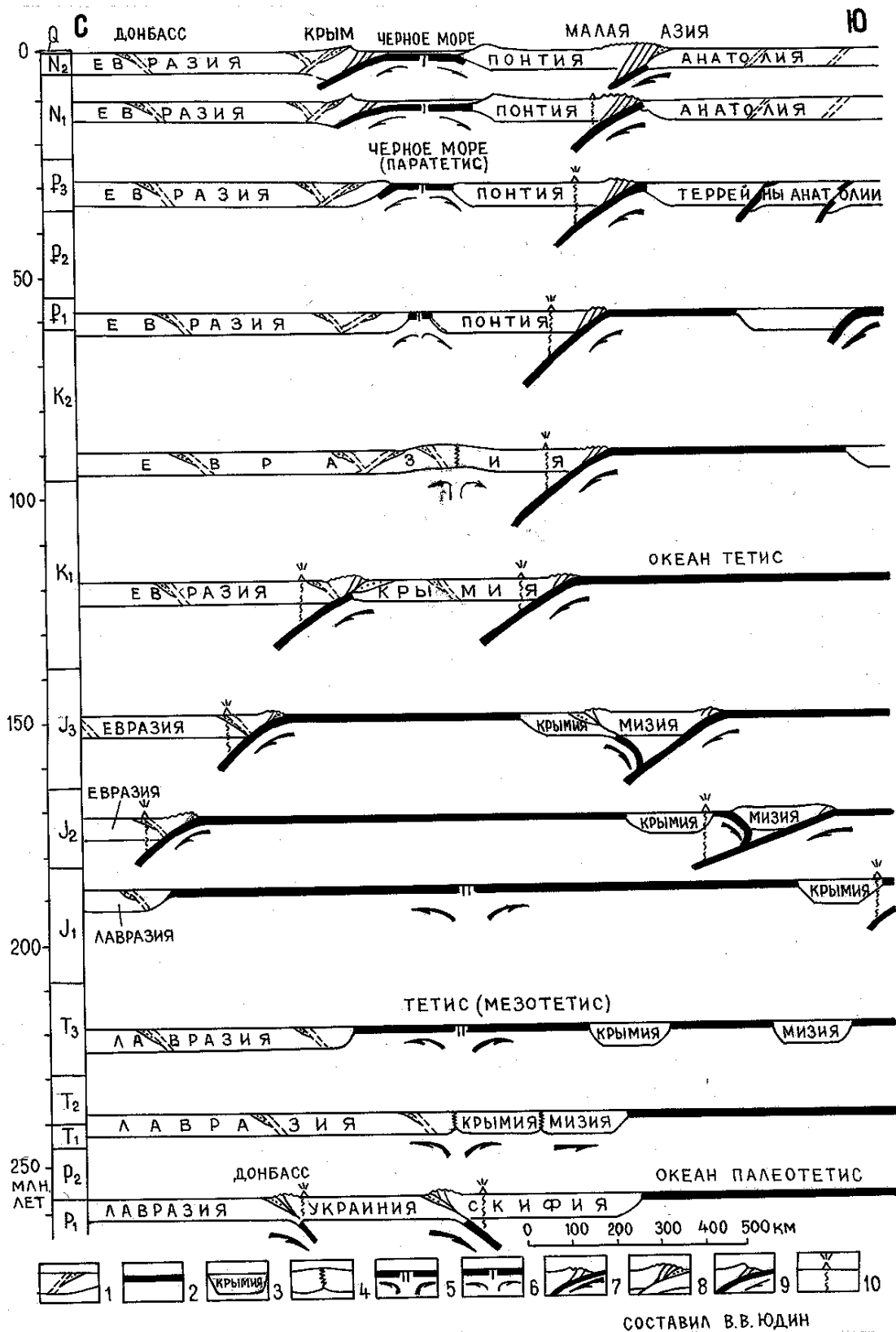


Рис. 3. Геодинамическая эволюция южной окраины Европы (по [7], с изменениями и дополнениями)

1 – сутуры в континентальной коре; 2 – океаническая кора; 3 – террейны, макро- и микроконтиненты; 4 – 6 – зоны дивергенции: 4 – рифтогенеза; 5 – спрединга; 6 – за- дугового спрединга; 7 – 9 – зоны конвергенции: 7 – субдукции с аккреционной призм-

мой; 8 – коллизии с молассой; 9 – квазисубдукции от задугового спрединга; 10 – магматизм активных окраин.

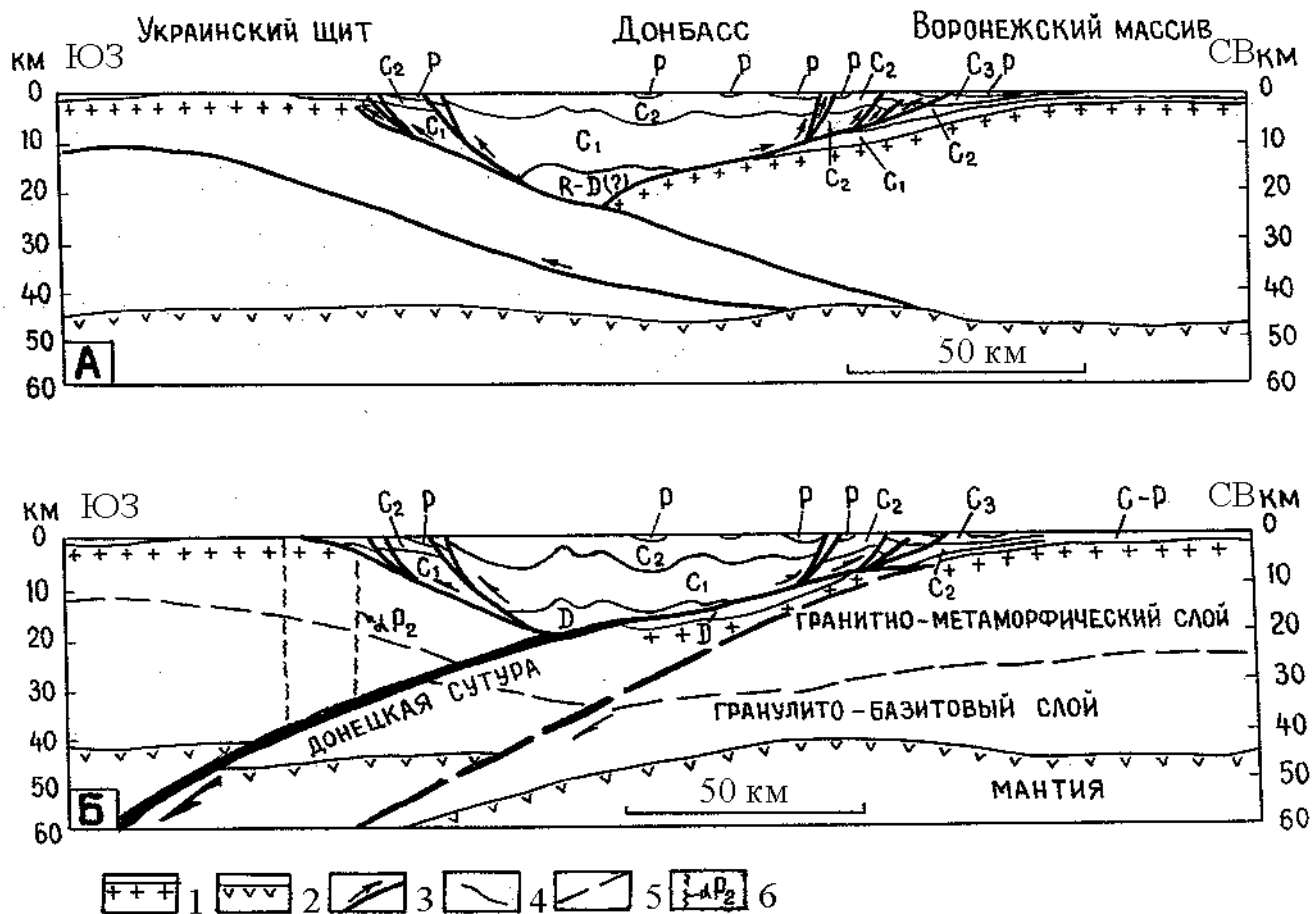


Рис. 4. Структурно-геодинамическая модель Складчатого Донбасса

А – по А.Я. Бродскому и др. (Докл. АН СССР, 1993, № 3, т. 333),

Б – по В.В. Юдину, 2000 г.

1 – кровля фундамента, 2 – поверхность Мохо, 3 – крупнейшие разрывы, 4 – стратиграфические границы, 5 – поверхность Конрада, 6 – активноокеанский магматизм

Севернее сутуры пассивноокеанские формации дислоцированы по типу уральских (принативные складки с вергентностью на кратон, дизъюнкты, чешуи и др.). То есть, в пределах всего авлакогена проявилась зачаточная, а в Складчатом Донбассе и юная стадии развития с последующей конвергентной.

В среднем – позднем триасе, с раскрытием северных частей палеоокеана Мезотетис, сформировались комплексы пассивных окраин третьего этапа эволюции. Вследствие “перескока” зон спрединга, от палеоконтинентов отделилось несколько, по-разному интерпретируемых исследователями, фрагментов с континентальной корой. Ныне, после коллизии, они составляют коллаж террейнов юга Европы и Малой Азии, разделенных офиолитовыми швами

– сутурами. Геодинамическая эволюция наиболее северных из них (Крымии и Мизии, рис.3) приведена в работе [7 и др.]. На северной пассивной окраине Крымии и частично в прилегающей Лавразии, сохранился моно-олигомиктовый дивергентный флиш пассивной окраины (таврическая серия) и отдельные части дивергентного магматизма зачаточной и юной стадий развития.

С конца ранней юры, согласно палеомагнитным реконструкциям, наличие полимиктовой молассы в прилегающем Битакском краевом прогибе с обломками офиолитов и активноокраинного вулканизма, северная из окраин приобрела признаки активной. Южная же (север Крымии) осталась пассивной. Здесь развиты смятые орогенные формации Битакского краевого прогиба, свидетельствующие о завершении коллизии в раннем мелу. Кроме того, в глыбах Симферопольского меланжа встречаются известняки карбона и перми. Согласно нашей интерпретации, они слагали шельфовый комплекс пассивной окраины, подстилающий орогенные формации [7,8]. С эпохой конвергенции связана зачаточная стадия развития тылового активноокраинного рифтогенного Северокрымского прогиба раннемелового возраста. Прогиб завершил свое развитие после окончания коллизии Горнокрымского террейна с Евразией по Предгорной сутуре северного наклона.

Четвертый этап формирования пассивноокраинных комплексов юга Европы связан с позднемел-палеогеновым рифтингом и задуговым раскрытием Паратетиса [2, 7 и др.], (рис. 3). С этим процессом связаны мощные рифтогенные формации и структуры, фиксируемые морской сейсморазведкой и частично драгированием. В неоген-четвертичную эпоху на сформировавшейся северной пассивной окраине Черноморской мегавпадины происходит поддвиг и квазисубдукция [7, 8] новообразованной субокеанической коры под Крым и Кавказ. При этом формируются складчато-надвиговые структуры, во фронтальной зоне происходит горообразование, проявляется значительная сейсмичность, а в тыловой зоне (Равнинном Крыму) образуются тепловые аномалии – предвестники активноокраинного магматизма. Эти

признаки нами рассматриваются, как первый этап перерождения пассивной окраины, в активную.

Таким образом, применение известной в мире эволюции формирования окраин континентов показывает, что на востоке Европы выделяются одна полная и одна зачаточная стадии образования пассивных окраин. На юге Европы выявлены две полные, юная и зачаточная стадии. Они отражают отчленение от края палеоконтинента отдельных его частей – террейнов и микроконтинентов (Украиния, Скифия, Крымия и др.). Формационные комплексы и тектонические формы, образованные на рассмотренных стадиях, а также на последующих конвергентных – сходные. Это позволяет более целенаправленно вести поиски структурных ловушек углеводородов в высокоперспективных пассивных окраинах разных типов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Кеннет Дж. П. Морская геология. М.Мир. 1987, т. 1. 397 с.
2. Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. Издательство МГУ. М., 1995. 476 с.
3. Юдин В.В. Орогенез Севера Урала и Пай-Хоя. Екатеринбург, Наука. 1994. 286 с.
4. Тимонин Н.И. Печорская плита: история геологического развития в фанерозое. Екатеринбург, УрО РАН, 1998. 240 с.
5. Aplonov S.V. Tectonic evolution of the Barents shelf. Abstract 5-th Zonenshain conference on plate tectonics. Moscow, 1995. P. 60-61
6. Геодинамическая карта Украины. Масштаб 1:1000000. Объяснительная записка // В.Г. Пастухов, К.П. Астахов, М.К. Багинян и др. Госкомгеологии Украины, ГГП “Геопрогноз”, Киев, 1993, 213 с.
7. Юдин В.В., Герасимов М.Е. Геодинамическая модель Крымско-Черноморского и прилегающих регионов. / Геодинамика Крымско-Черноморского региона. Сборник м-лов конф. Симферополь, 1997. С. 16-23.

8. Юдин В.В. Геология Крыма на основе геодинамики. Сыктывкар. ИГ КНЦ УрО РАН, 2000. 43 с.

РЕЗЮМЕ

В Східній Європі виділяються одна повна і одна зачаткова стадії еволюції пасивних окраїн. На півдні виявлені дві повні і дві зачаткові стадії їхнього розвитку. В результаті сформувалися подібні структурні пастки вуглеводнів.

Abstract

In the Eastern Europe one full and one rudimentary stage of evolution passive margins are specified. In the South two full and two rudimentary stages of their development are revealed. As a result similar structural traps of hydrocarbons were formed.

Крымское отделение Украинского государственного геологоразведочного института.

95017, Симферополь, пр. Кирова 47/2.