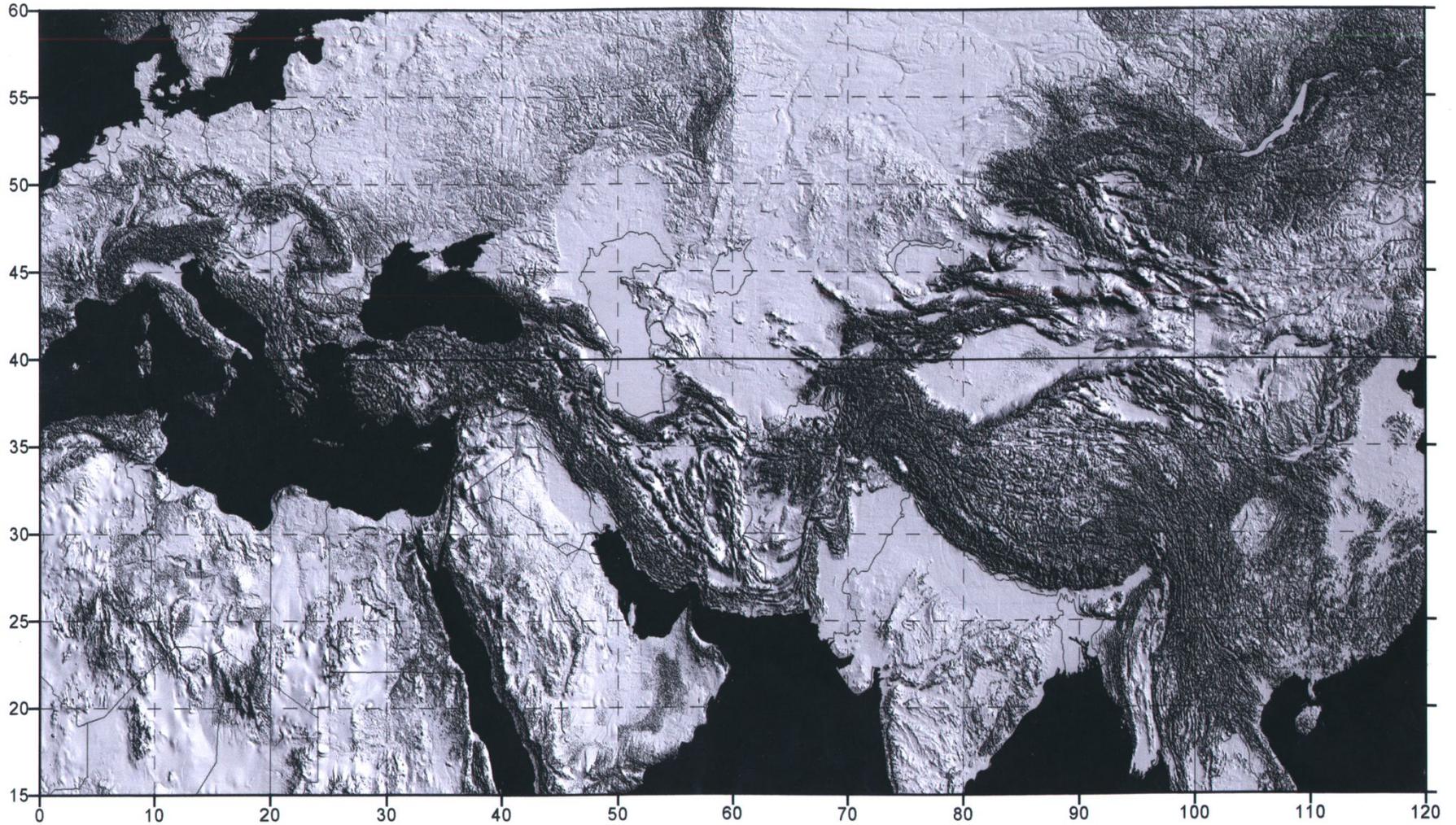
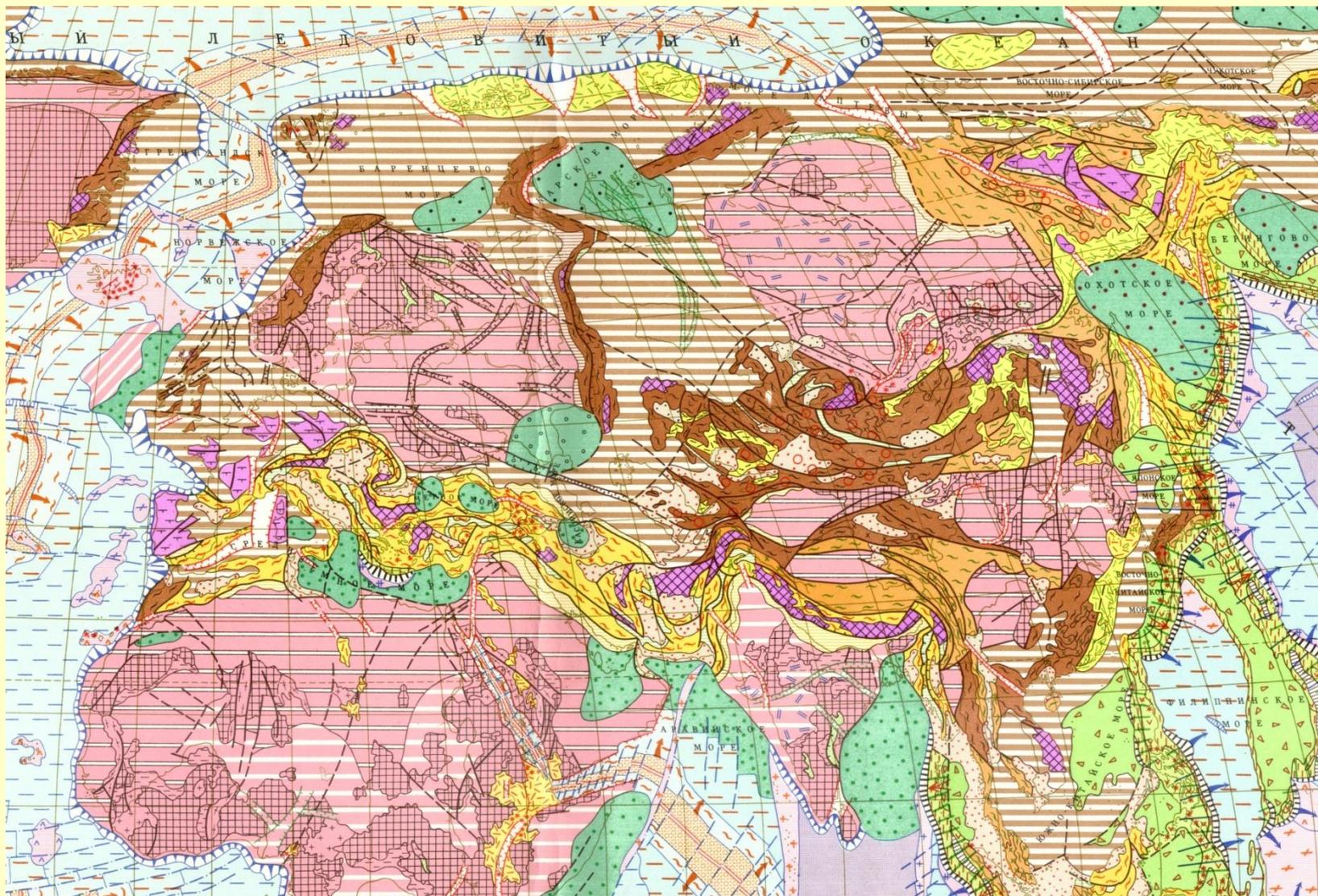


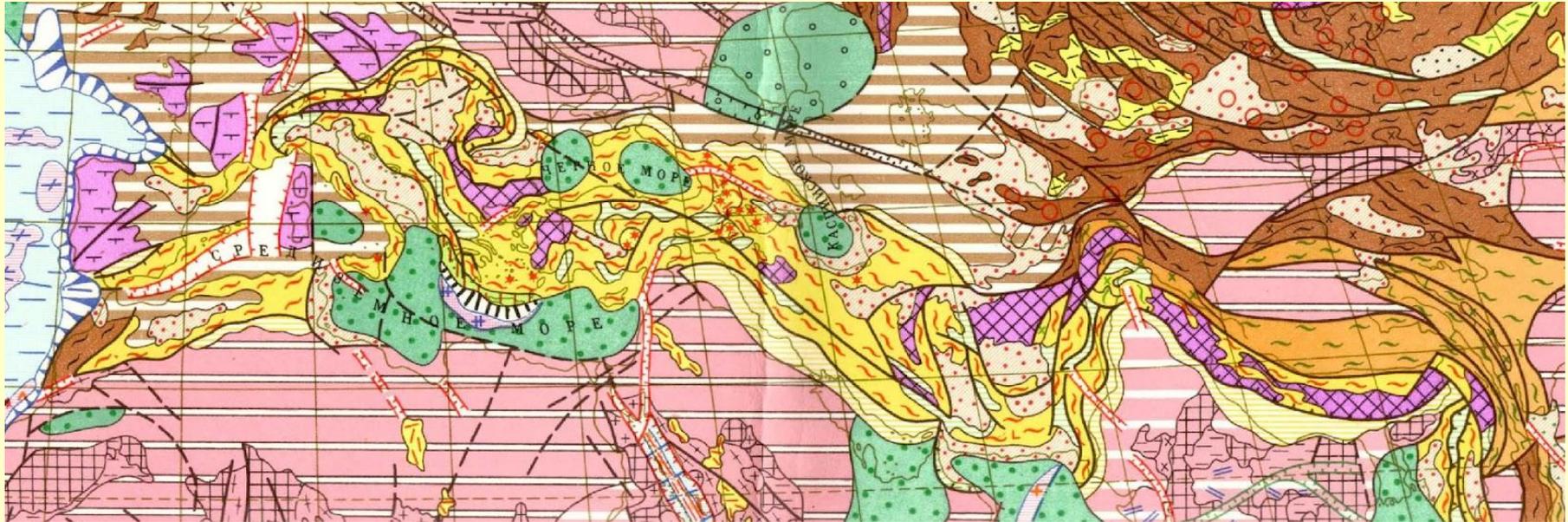
СРЕДИЗЕМНОМОРСКИЙ ОРОГЕНИЧЕСКИЙ ПОЯС

Shaded relief of the Alpine-Himalayan orogenic belt





Средиземноморский (Альпийско-Гималайский) орогенический пояс пересекает территорию Северной Евразии в широтном направлении от Карибского моря до Южно-Китайского, отделяя южную группу древних платформ (Африка, Аравия, Индия), до середины юры составлявших континент Гондвану, от северной группы платформ (Восточная Европа, Сибирь, Тарим, Китай).



Средиземноморский орогенический пояс является представителем молодых – альпийских складчатых сооружений. Южная граница отвечает фронту надвигов вдоль Загроса и Гималаев. Перед фронтом надвигов залегают мощные толщи платформенных осадочных отложений, начиная с позднего кембрия и до кайнозоя. Эти толщи представляют фрагмент гондванской окраины. Формирование тектонических покровов началось в позднем мелу, достигло максимума в миоцене и сопровождалось ростом горных цепей и формированием краевых прогибов, заполненных молассами. Северная граница пояса расплывчатая. Она прослеживается по надвигам в Карпатах и на Памире.

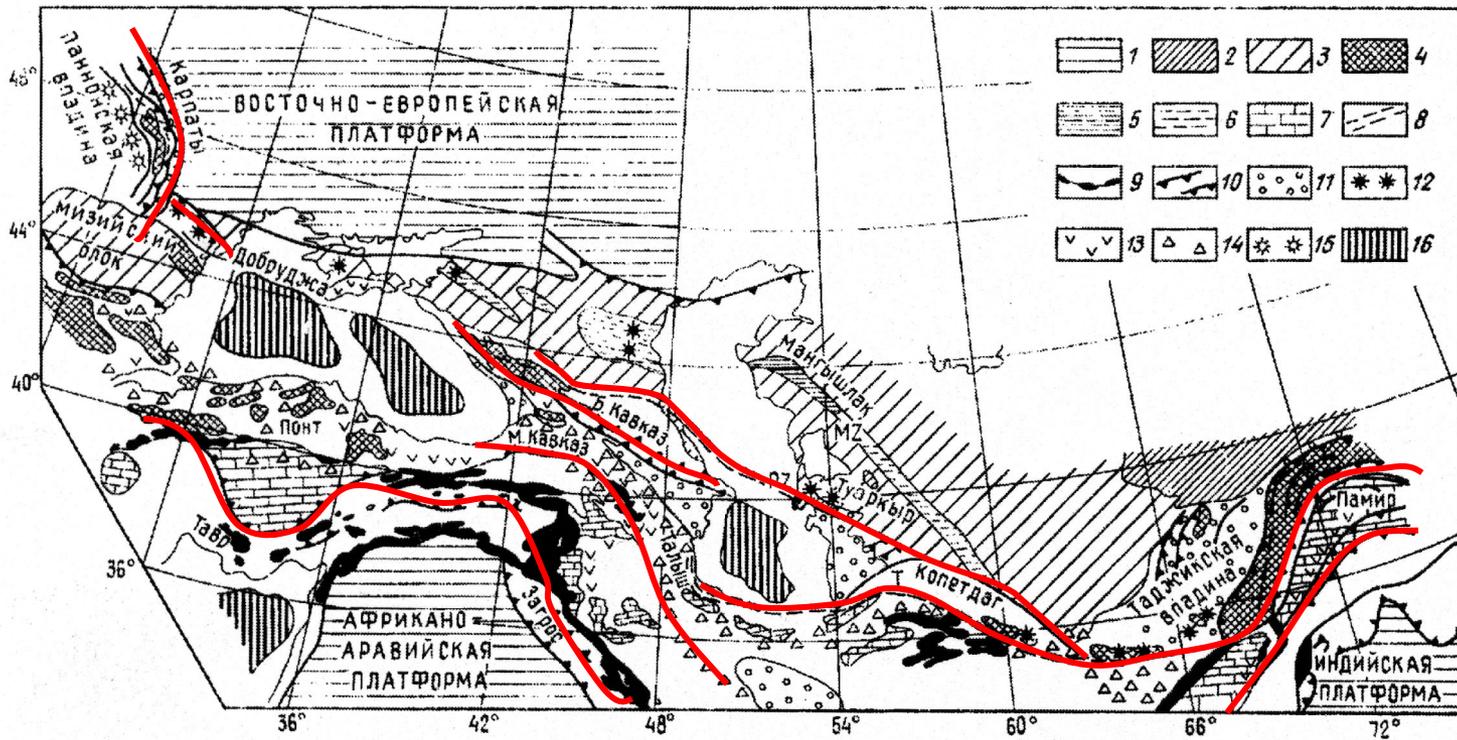
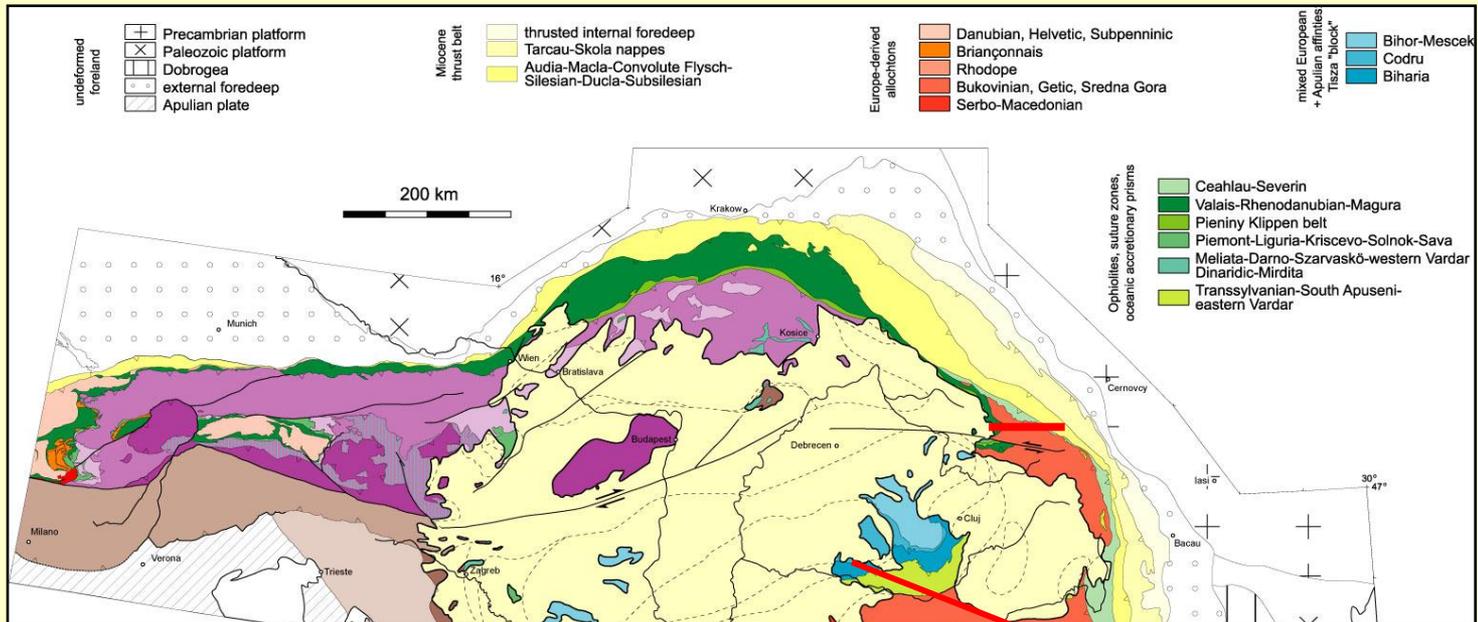


Схема тектонического районирования пояса Тетис.

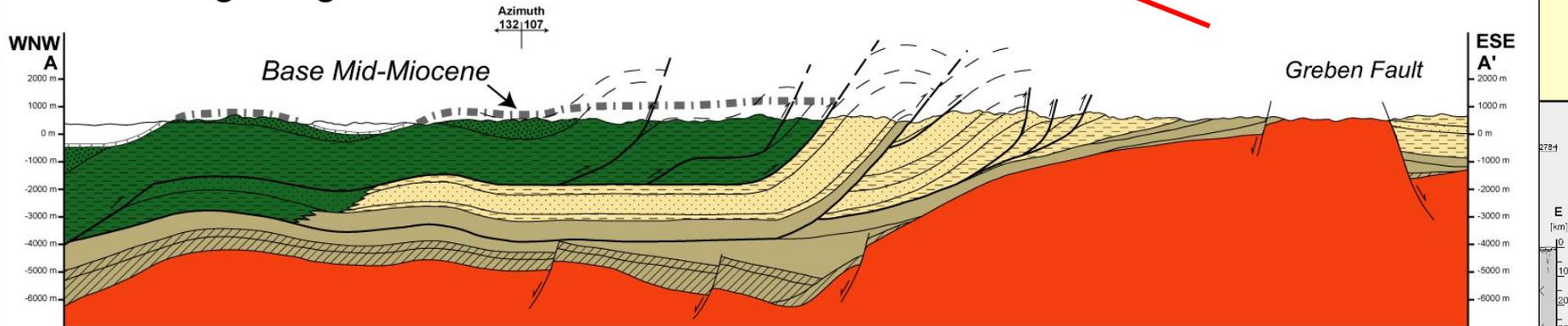
1 - древние платформы; 2 - герцинские складчатые сооружения Евразии; 3 - эокалозойский чехол герцинов; 4 - древние массивы (микроконтиненты); 5 - киммерийские складчатые сооружения (выходы на поверхность); 6 - они же, скрытые под более молодым чехлом; 7 - области разлития гондванских фаций внутри пояса Тетис; 8 - главные швы столкновения, индексом показан возраст; 9 - офиолиты; 10 - главнейшие падвины; 11 - мелассовые прогибы; 12-15 - пояса известково-щелочного вулканизма (12 - триасовые, 13 - юрские, 14 - меловые и палеогеновые, 15 - неогеновые); 16 - области с современной океанической корой

Структура орогенического пояса формировалась длительно с конца палеозоя и связана с эволюцией океана Тетис, отделявшего Гондвану от Евразии. Реликты океанской коры (офиолиты), маркируют главные структурные швы. Выделяются несколько таких швов: позднепалеозойский, раннемезозойский (триас-юра), меловой, палеоген-неогеновый. Среди складчатых структур пояса можно различить многочисленные террейны – обломки Гондванского и Евразийского происхождения. Комплексы, формировавшиеся на гондванской окраине имеют карбонатный тип разреза, характерный для условий пассивной континентальной окраины и аридного климата. Одновозрастные структуры Евразийской окраины сложены, преимущественно, островодужными вулканогенными ассоциациями и осадочными сериями, отвечающими гумидному климату.

Карпаты



Schematic geological cross section A - A'



Allochthonous: external Pienides

- Oligocene sand dominated
- Eocene, sand dominated
- Eocene, fine grained

autochthonous

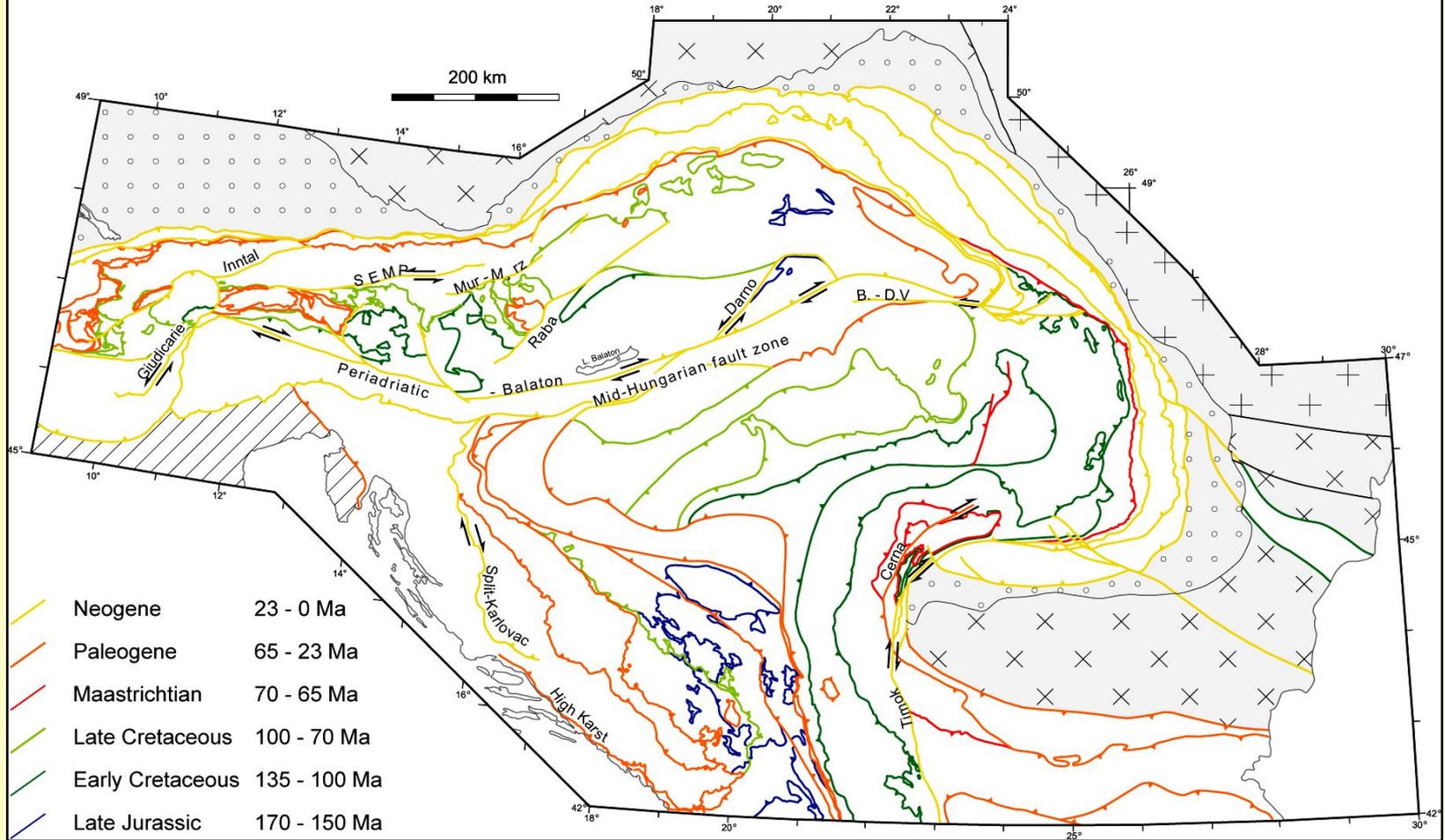
- Mid-Miocene and younger, undifferentiated
- Badenian (base Mid-Miocene) Dej-tuff fm.

Oligocene - Lower Miocene sediments

- sand dominated
- fine grained

- Eocene sediments
- Upper Cretaceous- Paleocene sediments
- Crystalline basement

AGES OF MAJOR ACTIVITY OF MAJOR TECTONIC CONTACTS IN THE ALPS, CARPATHIANS AND DINARIDES



Складчатые деформации начались в мелу и продолжаются до настоящего времени. Формирование новейшей структуры, связанное с надвигообразованием является прямым следствием позднекайнозойского столкновения Африки с Европой и обусловлено активностью остаточной сейсмофокальной зоны под Карпатами.

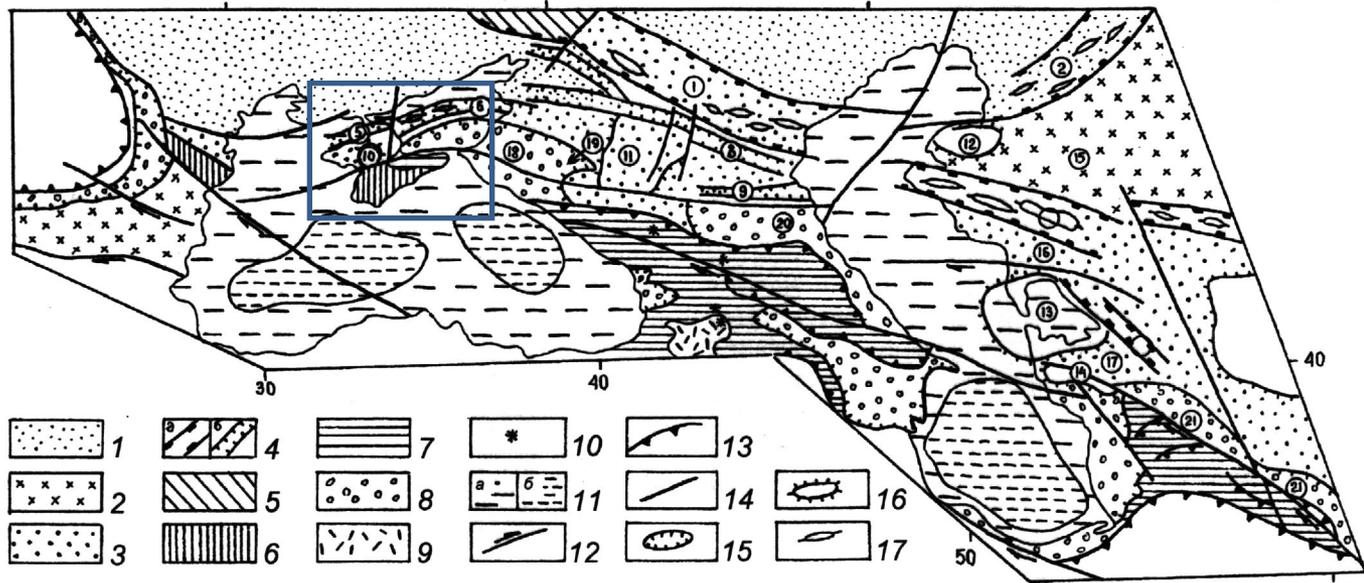


Рис. 11-19. Тектоническая схема Добруджинско-Копетдагской ветви Альпийско-Гималайского пояса и Скифско-Туранской платформы

1 – древняя Восточно-Европейская платформа; 2 – чехол эпибайкальской Мезийской плиты и Северного Устюрта; 3 – чехол молодой Скифско-Западно-Туранской платформы; 4 – контуры континентальных рифтов: *a* – палеозойских, *b* – раннемезозойских; складчато-надвиговые системы: 5 – позднепалеозойские, 6 – позднемезозойские (позднекиммерийские), 7 – кайнозойские (альпийские), 8 – кайнозойские молассовые прогибы; 9 – неоген-четвертичные поля вулканитов; 10 – вулканы; 11 – акватории Черноморской и Каспийской впадин, подстилаемые: *a* – континентальной, *b* – океанской и субокеанской корой; 12 – сдвиги; 13 – надвиги; 14 – прочие разломы; 15 – контуры впадин; 16 – контуры поднятий; 17 – инверсионные поднятия в рифтовых зонах. Цифры в кружках: 1–4 – палеозойские рифты: 1 – Кряж Карпинского, 2 – Южно-Эмбенский, 3 – Центрально-Мангышлакский, 4 – Туаркырский; 5–9 – раннемезозойские рифты: 5 – Тарханкутский, 6 – Центрально-Азовский, 7 – Ейско-Березанский, 8 – Восточно-Манычский, 9 – Моздокский; 10–14 – своды и поднятия: 10 – Центрально-Крымский свод, 11 – Ставропольский свод, 12 – Северо-Бузачинский свод, 13 – Карабогазский свод, 14 – поднятие Кубадаг – Большой Балхан; 15–17 – синеклизы и прогибы: 15 – Северо-Устюртская синеклиза, 16 – Южно-Мангышлакский прогиб, 17 – Южно-Карабогазский прогиб; 18–21 – молассовые прогибы: 18 – Западно-Кубанский, 19 – Восточно-Кубанский, 20 – Терско-Каспийский, 21 – Предкопетдагский

Горный Крым представляет складчатую область с общей антиклинорной структурой, южное крыло которой обрезано впадиной Черного моря. В ядре обнажаются триасовые и юрские отложения, на крыльях – неогеновые. Характерен куэстовый рельеф, обусловленный пологим падением слоев на север.



Карбонатно-терригенная толща, шельф окраинного моря

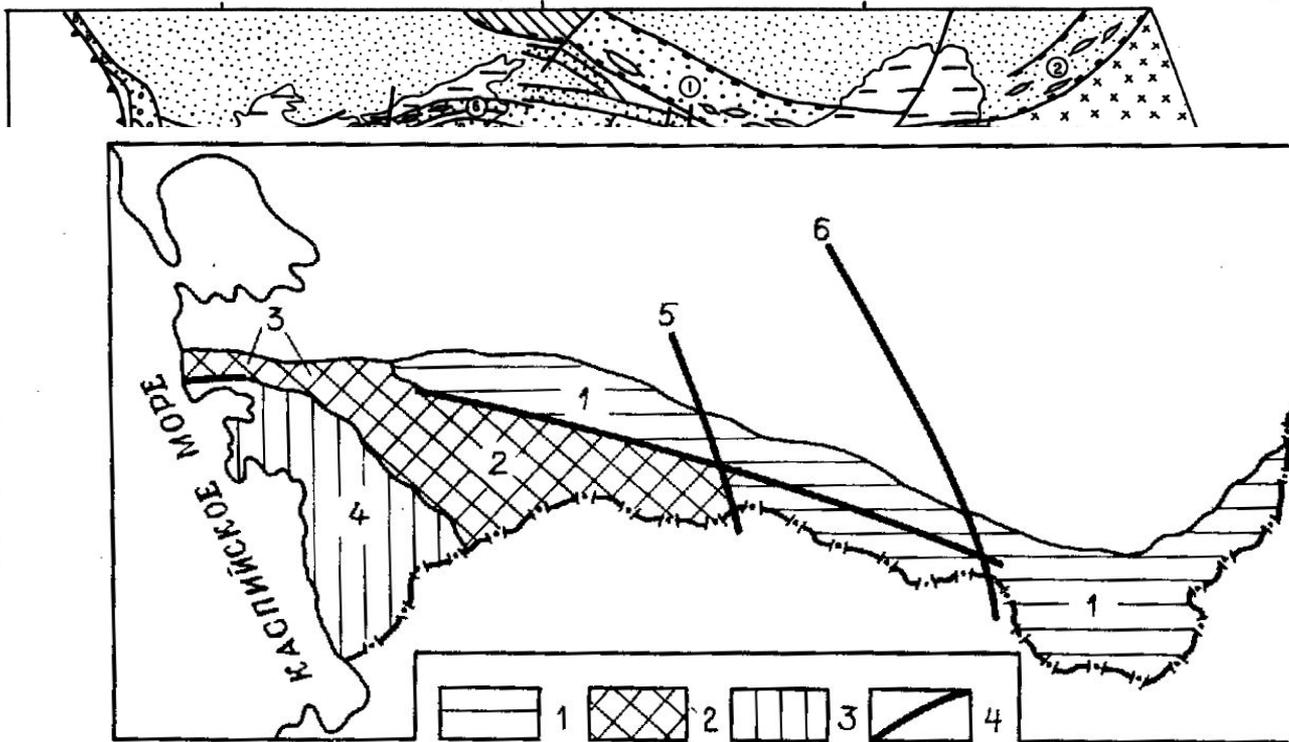
Грубообломочная толща, орогеническая стадия

Андезибазальтовая серия, активная окраина Тетиса

Флиш – олистостромовая толща, пассивная окраина Тетиса

В основании разреза залегает флиш таврической серии (триас-нижняя юра), сформировавшийся на континентальном подножии. Вверх по разрезу флишевая толща сменяется раннеюрской олистостромовой, в которой включены глыбы пермских известняков. Далее по разрезу следуют среднеюрские известково-щелочные базальты и андезиты островодужного происхождения. В разрезе они отделены несогласием и ассоциируют с морскими кремнисто-аргиллитовыми и континентальными угленосными толщами. В основании верхней юры отмечается крупное региональное несогласие, выше которого разрез представлен мощной толщей конгломератов, сменяющихся позднеюрскими и мел-палеогеновыми мелководными существенно карбонатными отложениями. В это время область нынешнего Горного Крыма представляла шельфовую равнину.

Копетдаг



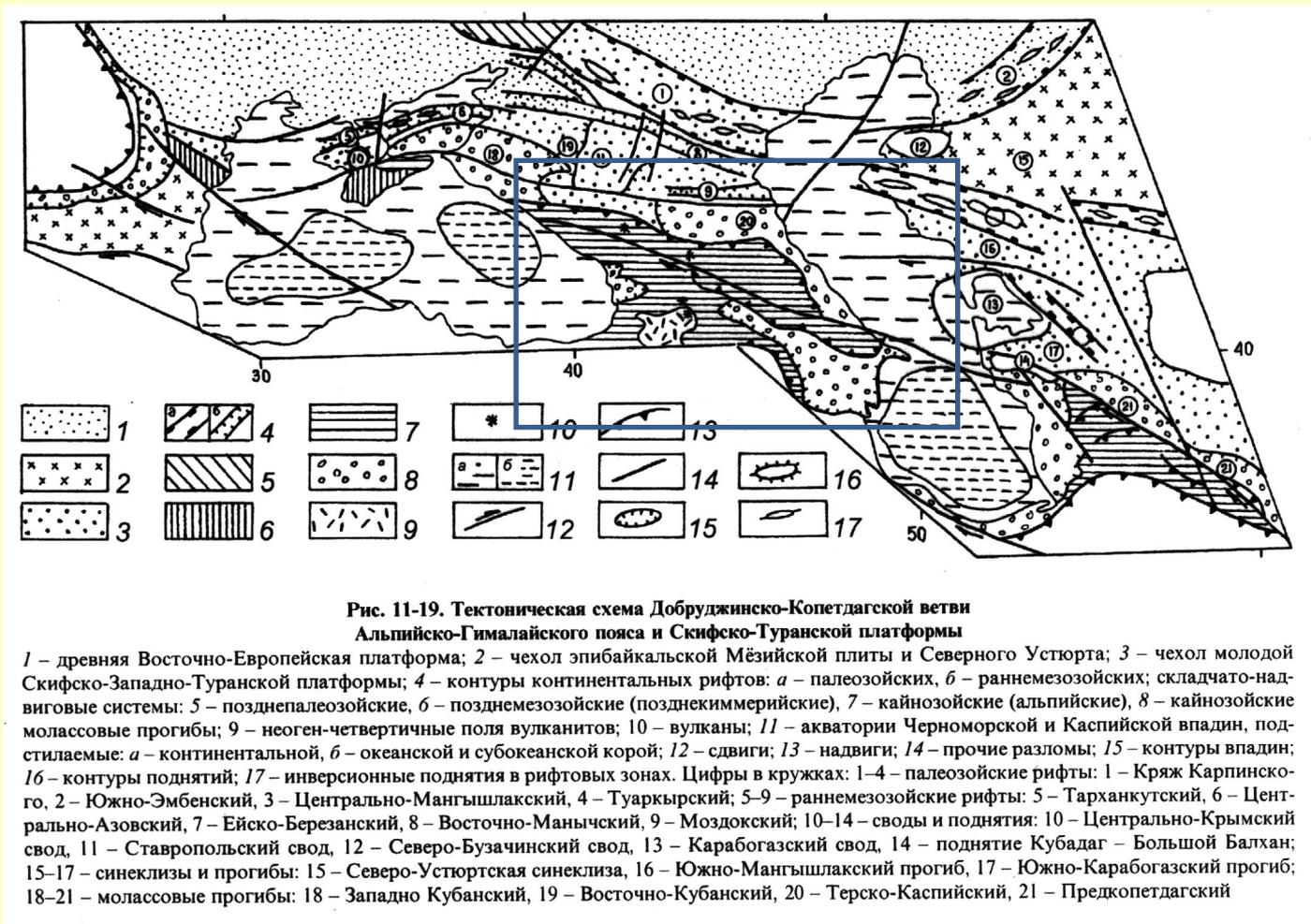
Структурные элементы Копетдага. По С.П. Вальбе, 1972:

1 — краевой прогиб: Предкопетдагский (1); 2 — мегасинклинии: Копетдага (2), Большого Балхана — Кубадага (3); 3 — межгорная впадина: Закаспийская (4); 4 — главные глубинные разломы: Южнотуркменский (5), Урало-Оманский (6)

15–17 — синеклизы и прогибы: 15 — Северо-Уступертская синеклиза, 16 — Южно-Мангышлакский прогиб, 17 — Южно-караогазский прогиб;
18–21 — молассовые прогибы: 18 — Западно-Кубанский, 19 — Восточно-Кубанский, 20 — Терско-Каспийский, 21 — Предкопетдагский

В структуре региона выделяются Копетдагское поднятие, Предкопетдагский прогиб, и примыкающая к ним с юга Закаспийская впадина. В целом, складчатая область возникла на месте мезозойско-раннекайнозойской пассивной окраины в результате передвижения Иранского блока относительно Евразии. В строении области выделяются два типа разрывов. Северный тип,

отвечающий территории Большого Балхана, представлен песчано-сланцевыми толщами, деформированными перед мелом. Южный — Копетдагский тип, представлен непрерывной карбонатно-терригенной толщей от юры до миоцена, испытавшей складчатость в позднем кайнозое, характеризуется чередованием мелководных известняков, мергелей, песчаников, глинистых сланцев, накапливавшихся в условиях шельфа. В миоцене названные комплексы в виде тектонических покровов были перемещены на север, сформировав горно-складчатое сооружение, обрамляющее с юга Туранскую плиту.



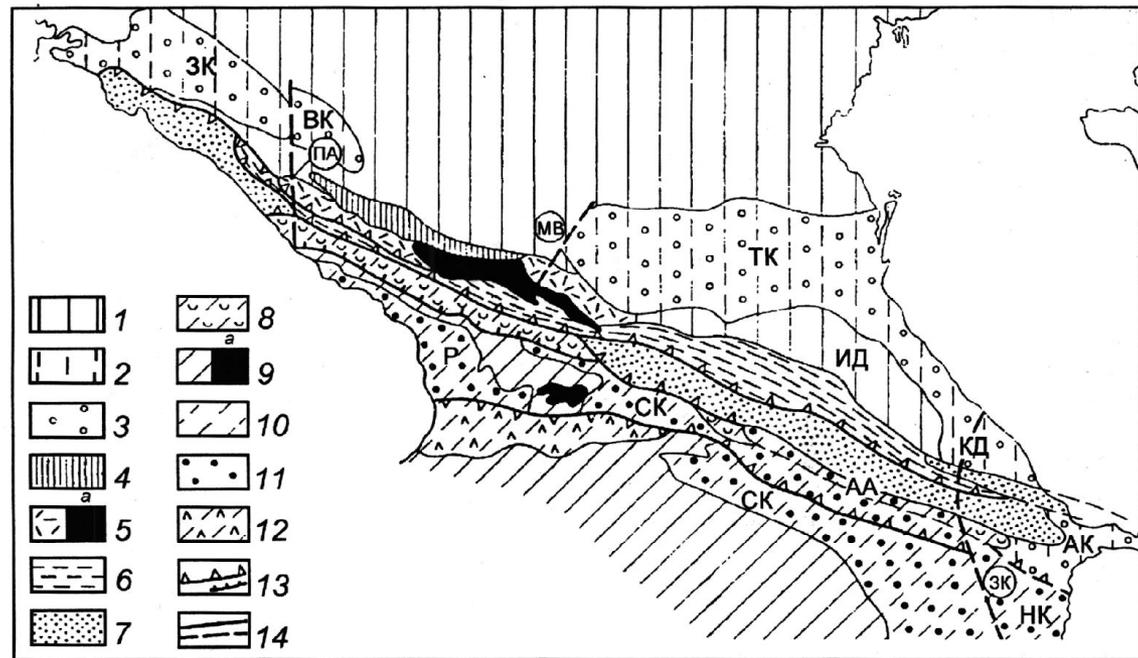
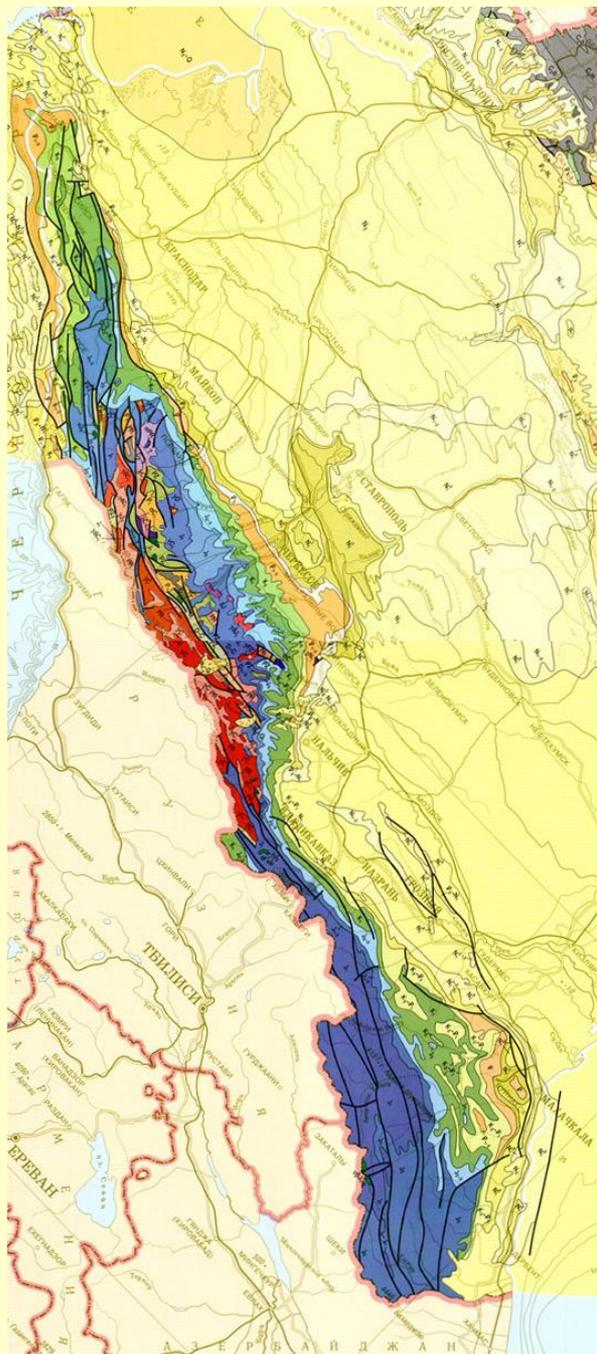
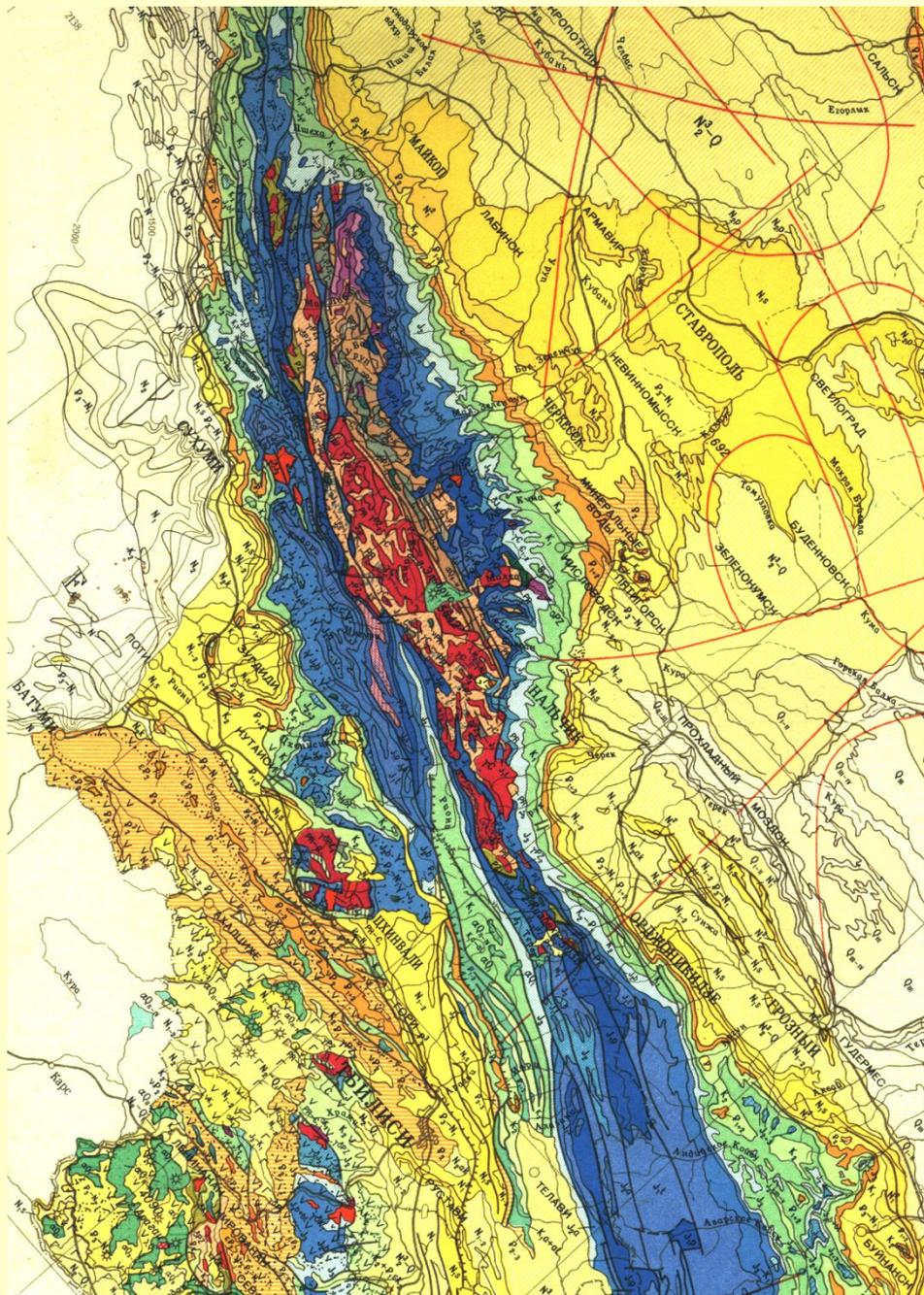


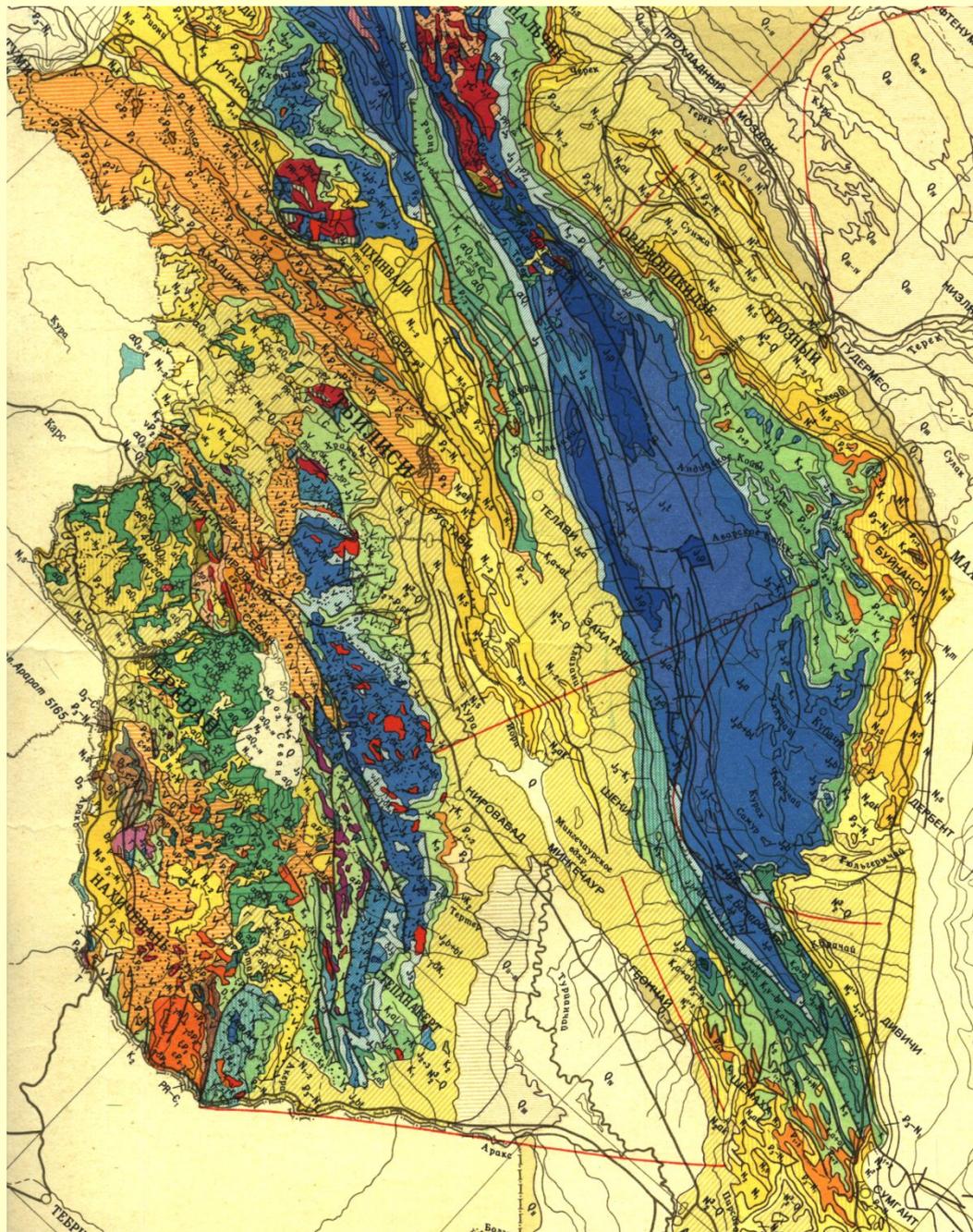
Рис. 11-23. Тектоническая схема Большого Кавказа и Северного Закавказья

1 – Предкавказская плита, включая зону Известнякового Дагестана – ИД; 2 – то же, под молассаами; 3 – передовые и периклинальные прогибы: ЗК – Западно-Кубанский, ВК – Восточно-Кубанский, ТК – Терско-Каспийский, КД – Кусаро-Дивичинский, АК – Апшероно-Кобыстанский; 4 – зона Передового хребта; 5 – зона Главного хребта Центрального Кавказа; а – выступ кристаллического комплекса; 6 – сланцевая зона Центрального, Главного и Бокового хребтов Восточного Кавказа; 7 – флишевые зоны Западного и Восточного Кавказа; 8 – Гагра-Джавская и Кахетинно-Вандамская зоны; 9 – Закавказский срединный массив (микроконтинент): а – выступ фундамента на поверхность; 10 – то же, под молассаами; 11 – межгорные прогибы: Р – Рионский, СК – Среднекуринский, НК – Нижнекуринский, АА – Алазано-Агричайский; 12 – Аджаро-Триалетская зона; 13 – надвиги и взбросо-надвиги; 14 – крупные поперечно-флексурные зоны, буквы в кружках: ПА – Пшехско-Адлерская, ЗК – Западно-Каспийская, МВ – Минераловодская

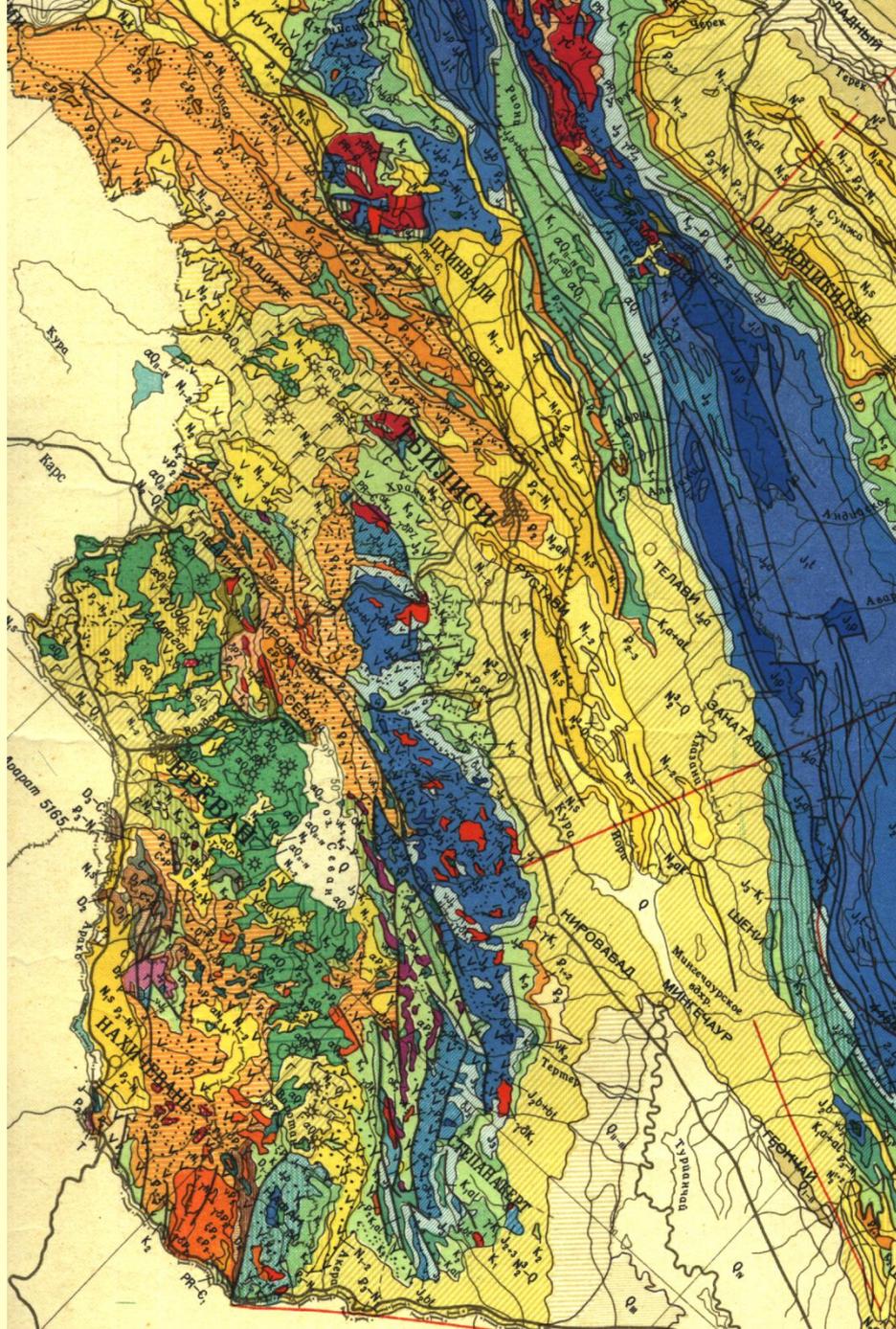
В ядре антиклинорной структуры Большого Кавказа представлены домезозойские комплексы, соответствующие фундаменту Скифской плиты. Среди них намечаются две полосы, отвечающие Передовому и Главному хребтам. Для первого наиболее примечательны палеозойские офиолиты и островодужные вулканогенно-осадочные комплексы, перекрытые терригенным угленосным комплексом позднего карбона – перми. В строение Главного хребта участвуют раннедокембрийские метаморфические комплексы, отвечающие фундаменту Макерского кратонного террейна.



Крылья антиклинория слагают юрские и меловые толщи. Нижне-среднеюрский интервал разреза представлен глинистыми сланцами, которые включают большое количество лавовых покровов. В обрамлении Главного хребта лавы имеют ярко выраженный известково-щелочной состав и представлены базальт-андезит-риолитовой серией. Их формирование связано с функционированием Большекавказской островной дуги. В центральной части Большого Кавказа развиты толеитовые базальты океанического типа. Их формирование в тылу дуги отмечает условия растяжения, при котором, вероятно, произошло образование Большекавказского осадочного бассейна. Позднеюрско-меловой интервал разреза образован в результате заполнения этого бассейна. В составе присутствуют глинисто-кремнистые толщи, терригенные флишевого строения. На периферии антиклинория Большого Кавказа распространен также палеогеновый флиш.

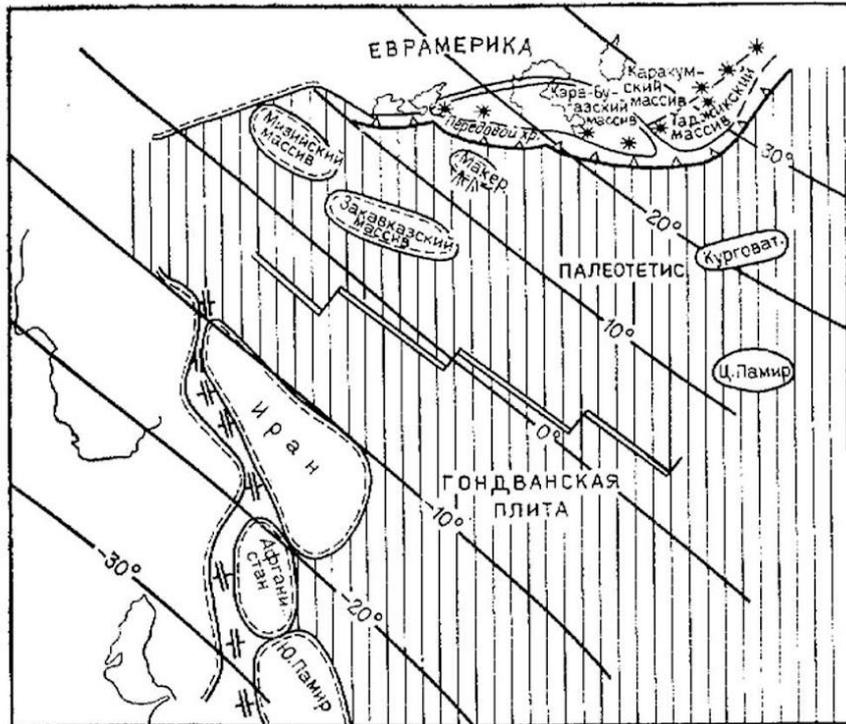


Большую часть фундамента Куринской и Рионской межгорных впадин заполненных неоген-четвертичными осадками молассоидного облика, занимает Закавказский кратонный террейн. Его докембрийские комплексы обнажаются в нескольких массивах (Дзирульский массив). Южная граница массива совпадает с Севано-Акеринской шовной зоной, по которой он спаян с Нахичеванским миогеоклинальным террейном гондванского происхождения. Этот блок также имеет докембрийское сиалическое основание, повсеместно перекрытое палеозойским плитным комплексом, в составе которого преобладают известняки.

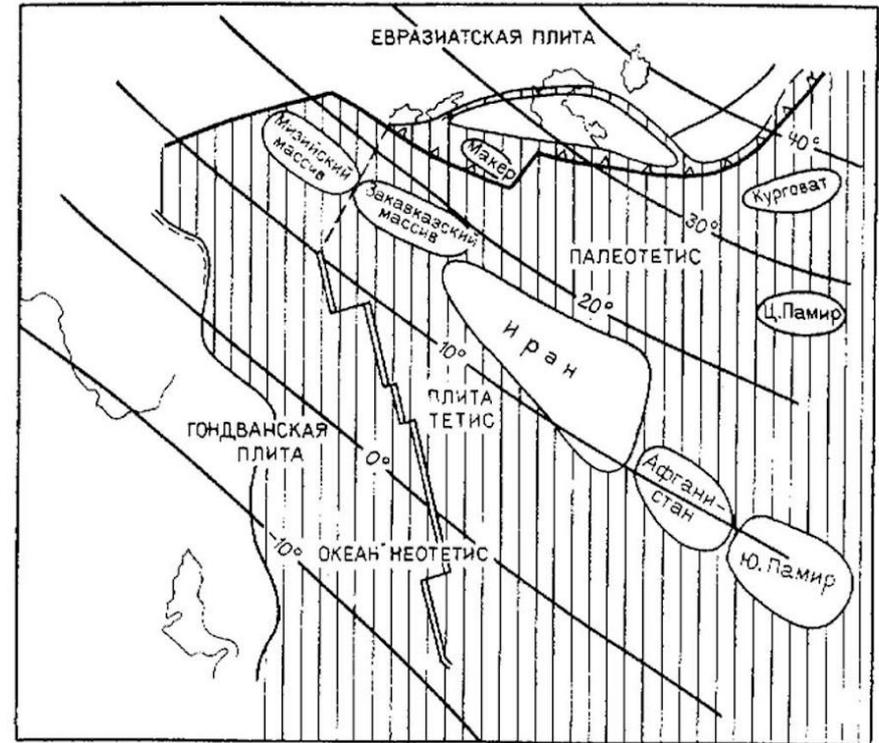


Поднятие Малого Кавказа отвечает распространению комплексов Малокавказской вулканической дуги. Она формировалась на цоколе Закавказского континентального массива в интервале от юры до позднего мела и контролировала субдукционную зону, которую заклинил Нахичеванский террейн. Вулканогенные комплексы Малого Кавказа имеют характерный состав. На юге преобладают толеитовые серии, ассоциирующие с относительно глубоководными глинистыми сланцами и известняками. На севере распространены преимущественно известково-щелочные лавы дифференцированной базальт-андезит-риолитовой серии в ассоциации с относительно мелководными обломочными толщами. После аккреции Нахичеванского блока и перескока зоны субдукции за его структуры, на юге Кавказа был сформирован новый вулканический пояс – Аджаро-Триалетский. Максимум островодужного вулканизма приходится на эоцен. В олигоцене по всему Малому Кавказу отмечаются следы деформации, сопровождаемые внедрением гранитоидов. Последний этап вулканической деятельности относится уже к новейшему времени (начиная с плиоцена), когда Армянское нагорье было залито базальтами и андезитами известково-щелочной серии.

В длительной эволюции Тетического океана различают три обширных котловины: Палеотетис, Неотетис и Паратетис.

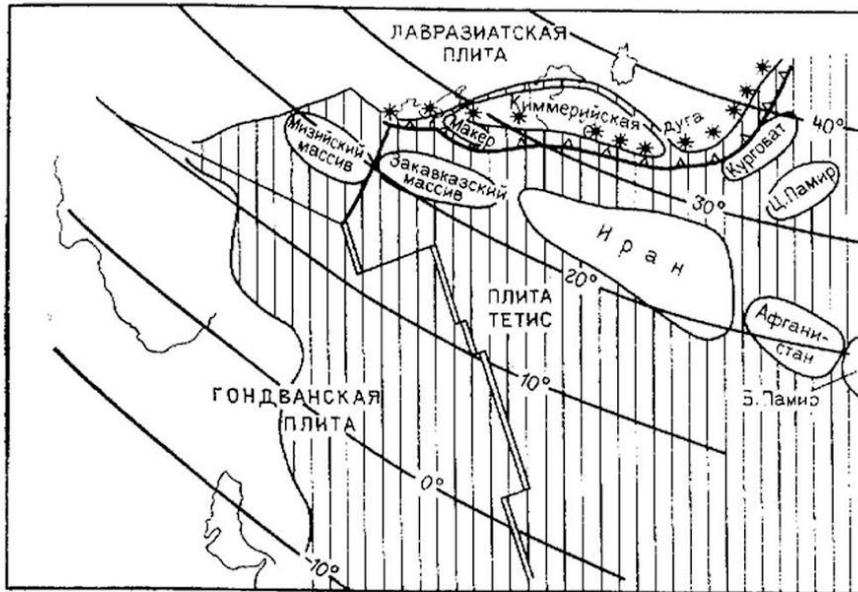


Ранняя перм, 280 млн. лет

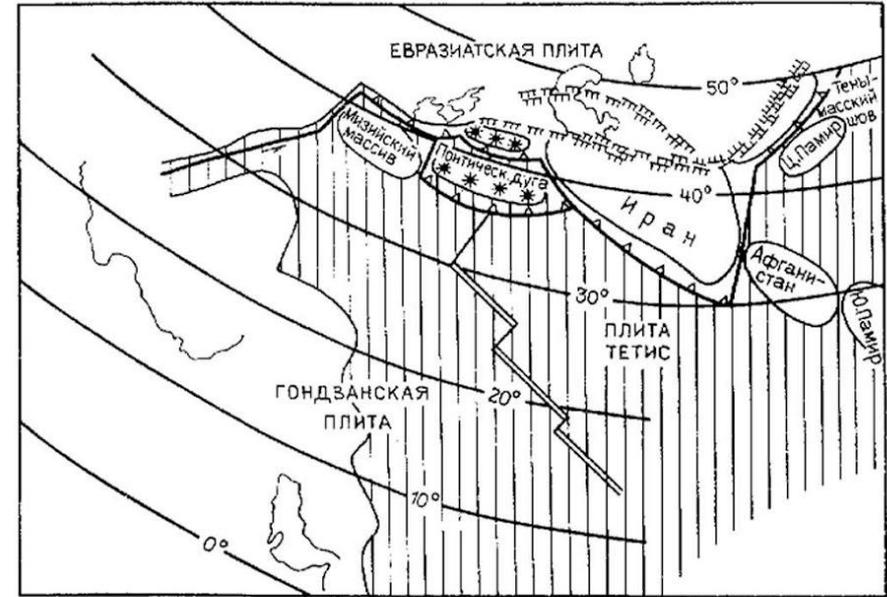


Поздняя перм, 250 млн. лет

Закрытие Палеотетиса отвечает позднему палеозою и раннему мезозою. Результатом герцинского этапа стало формирование южного складчатого обрамления Восточно-Европейской платформы. В это время был построен фундамент Скифской и Туранской плит.

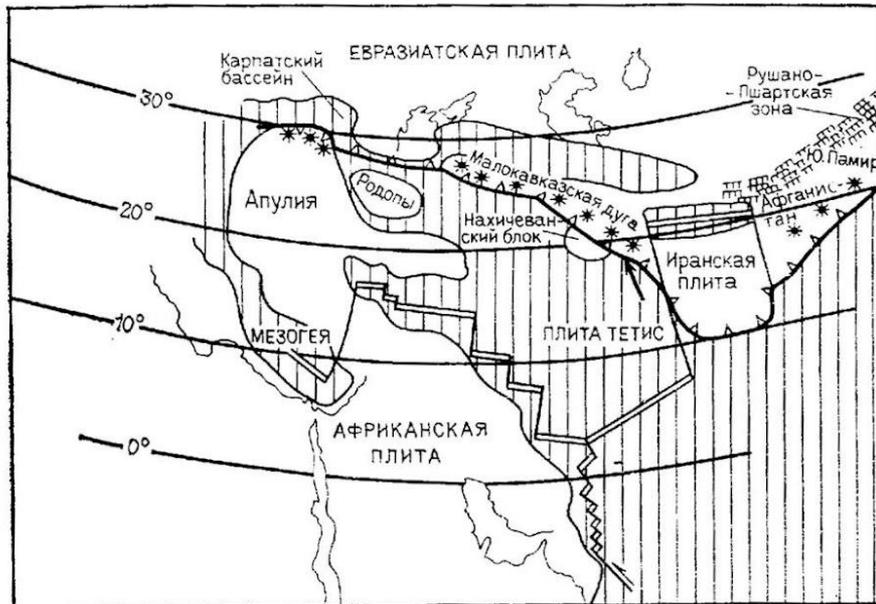


Триас, 220 млн. лет

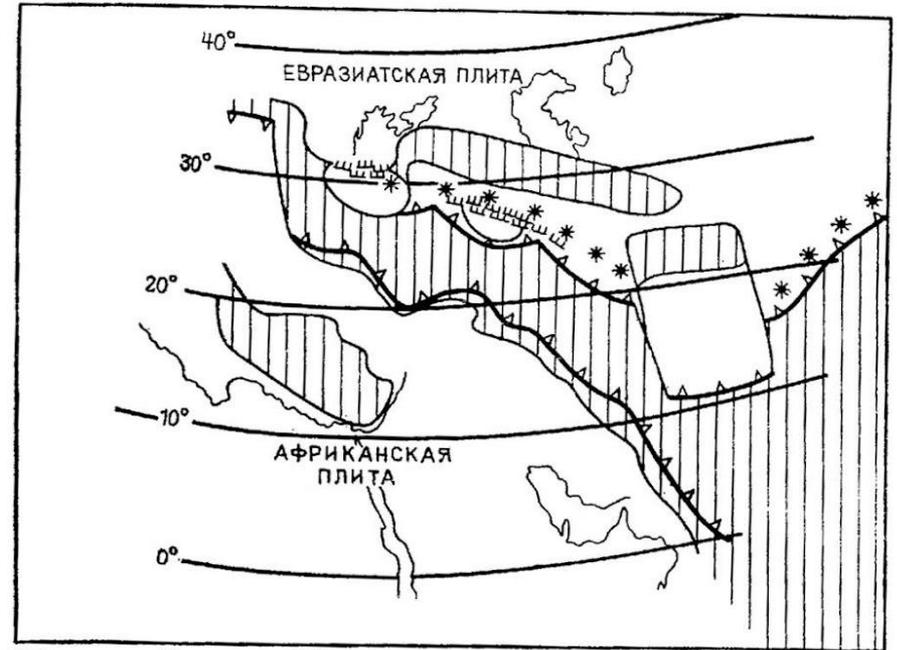


Ранняя юра, 190 млн. лет

Мезозойское сокращение размеров Палеотетиса, компенсировалось ростом Неотетиса, образовавшегося за счет окраинно-континентального рифтогенеза на окраине Гондваны, который сопровождался отделением от нее серии относительно мелких миогеоцинальных террейнов. Следующий аккреционный этап на Евразийской окраине Палеотетиса отмечается на рубеже триаса – юры, когда эта котловина перестала существовать. В зону субдукции этого времени попали микроконтиненты, в том числе гондванского происхождения. Субдукция была блокирована и "перещелкнута" в новое положение.

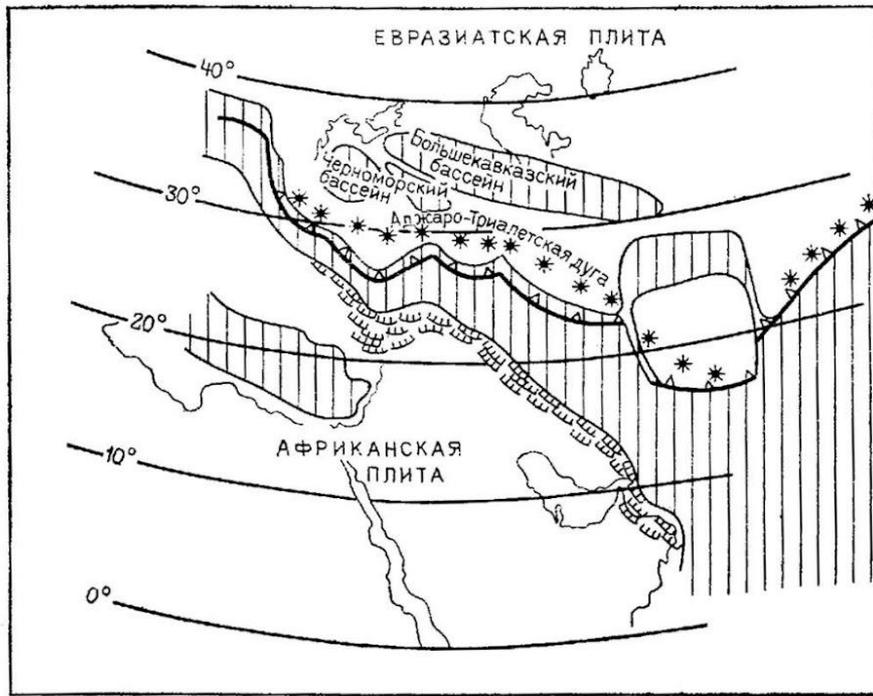


Конец раннего мела, 110 млн. лет

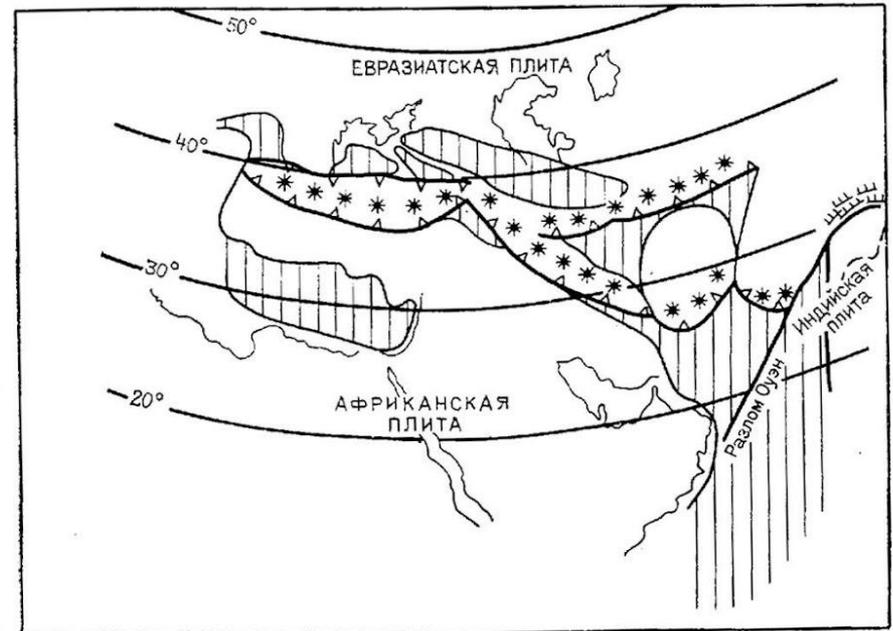


Поздний мел, 80 млн. лет

В тылу зоны киммерийской складчатости в условиях задугового спрединга начали формироваться обширные окраинные бассейны (Паратетис). Меловой период развития Евразийской окраины Неотетиса относительно спокойный, в это время удерживалась стабильная картина сближения с Африкано-Аравийским континентальным массивом.



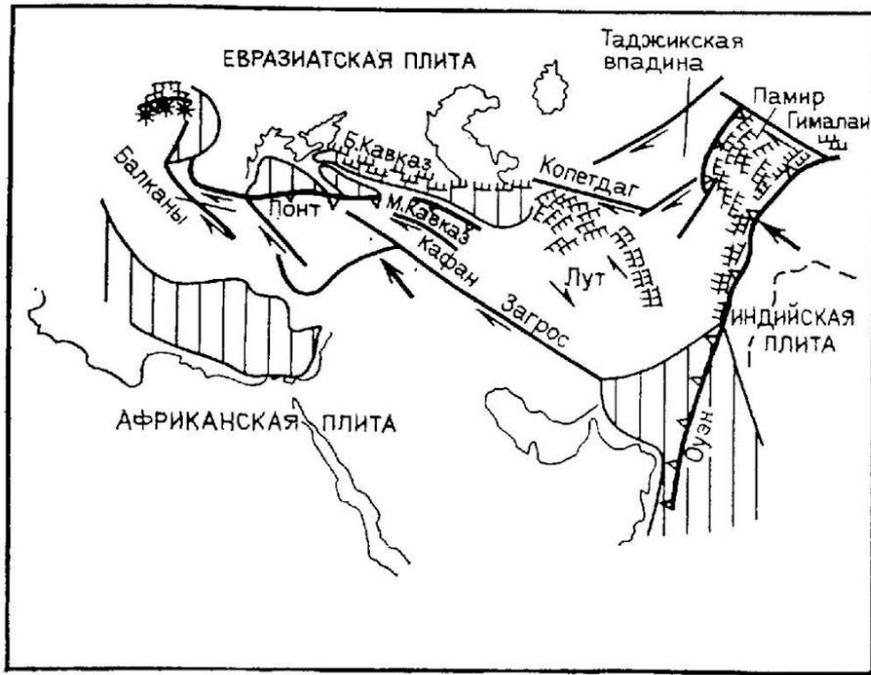
Граница мела и палеогена, 65 млн. лет



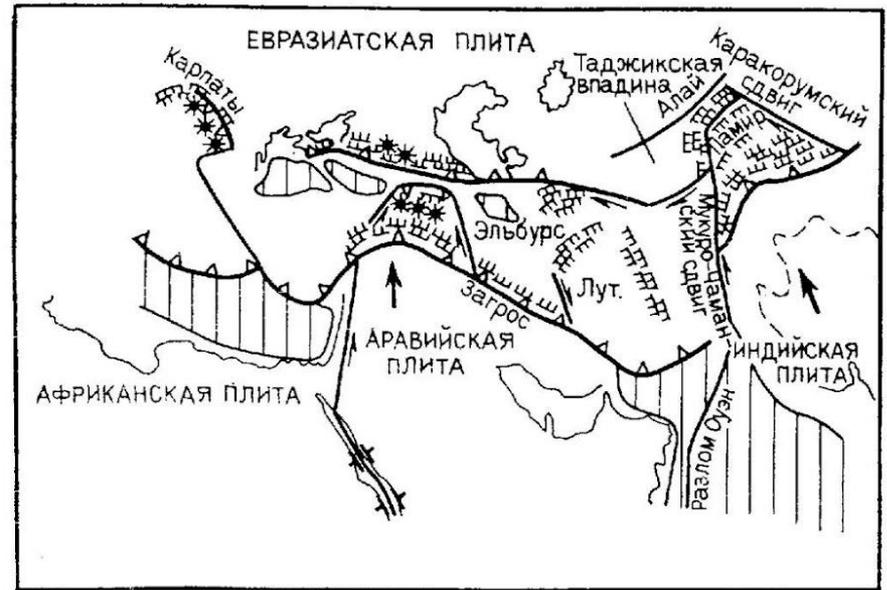
Граница эоцена и олигоцена, 35 млн. лет

В конце мела вновь отмечается активизация тектонических процессов. Отмечаются аккреционные события, формирование новых вулканических поясов. В тылу активной окраины формируются рифтовые впадины Черного и Каспийского морей.

Начало главного коллизийного события отмечается в конце палеогена. При континентальном столкновении вулканическая деятельность прекратилась, океан Неотетис был полностью закрыт, начались процессы, связанные с преобразованием тыловодужных бассейнов Паратетиса.



Ранний миоцен, 20 млн. лет



Поздний миоцен, 10 млн. лет

К миоцену относится начало новейшего этапа развития, связанного с интенсивным воздыманием хребтов, ростом орогенического сооружения. В это время была сформирована основная структура Средиземноморского орогенического пояса. Последующие ее изменения и деформации обусловлены продолжающимся движением континентальных масс с юга.