

УДК 550.42/571.66

ОСОБЕННОСТИ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ ФЛИШОИДНО-ОЛИСТОСТРОМОВОГО КОМПЛЕКСА ЗАПАДНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ АЛЕУТСКОЙ ВПАДИНЫ

© 1996 г. А. В. Соловьев

Представлено академиком В.Е. Хаиним 22.02.95 г.

Поступило 27.02.95 г.

Флишоидно-олистостромовый комплекс развит узкой полосой вдоль западного побережья Алеутской котловины и занимает наиболее низкое структурное положение в системе покровов восточной части Олюторского хребта. Этот комплекс перекрыт аллохтонными пластинами кремнистых, вулканогенно-кремнистых и вулканогенных пород (рис. 1) [1, 2, 8]. Вопрос об условиях становления комплекса является весьма важным, так как его решение позволит либо подтвердить, либо опровергнуть гипотезу о субдукции коры Алеутской впадины под Олюторскую окраину в послемеловое время. Для решения данной задачи проведены структурные исследования флишоидно-олистостромового комплекса мыса Витгенштейна с целью восстановления поля тектонических напряжений, обусловивших эволюцию комплекса.

Флишоидно-олистостромовый комплекс, описанный в районе мыса Витгенштейна, может быть разделен на два подкомплекса: флишоидный и олистостромовый. Предполагается, что олистостромовые толщи надвинуты на флишоидные. Падение поверхности надвига, вероятно, юго-западное на западном побережье мыса и северо-западное на восточном. Флишоидный подкомплекс обнажается на восточном побережье мыса Витгенштейна. Во флише установлена изоклинальная складчатость южной, юго-западной вергентности. Развит кливаж осевой поверхности складок. Южные крылья складок часто сорваны, падение сместителя пологое на север и северо-запад. Для флишоидного подкомплекса проводился тектонодинамический анализ.

1. Реконструкция локальных полей тектонических напряжений проводилась по методу П.Н. Николаева [6, 7]. В целом весь разрез вдоль восточного побережья мыса Витгенштейна признан структурно-однородным. В основном на крыльях складок проводился сбор массовых замеров элемен-

тов залегания трещин в 35 точках, в каждой точке сделано от 20 до 60 замеров в зависимости от выраженности кливажа. Затем для каждой точки наблюдения составлялась диаграмма-матрица [7], на которую наносились изолинии плотности трещин разной ориентировки. Было выделено положение локальных максимумов трещиноватости для каждой точки наблюдения, которое затем наносилось на сводную матрицу для всего участка (рис. 2а). На диаграмме выделены три главных максимума трещиноватости, но один из них (I) был исключен из дальнейшего рассмотрения, так как этот максимум связан с блоками песчаников, являющимися структурно-неоднородными по отношению к флишоидному разрезу. По двум главным максимумам трещиноватости (II, III) определялась ориентировка и проводилась идентификация главных осей напряжений (рис. 2б). Асимметричный разброс в ориентировке трещин, четко выраженный на сводной диаграмме-матрице, позволяет однозначно определить положение оси сжатия и направлен в сторону оси растяжения [7, с. 67] и является необходимым и достаточным условием для постулирования их сопряженности, тогда $\sigma_1 - 167$ (ЮВ)/37, $\sigma_3 - 320$ (СЗ)/45.

2. Кинематическим методом О.И. Гуценко [3, 4] определялась ориентация главных напряжений по совокупности направлений сдвиговых смещений. В пределах флишоидного разреза производились замеры ориентации трещин, штрихов и борозд скольжения. Затем строилась кинематическая диаграмма [4] (рис. 2в). По данной кинематической диаграмме полюсов тектонической трещиноватости можно предположить определенный тип напряженного состояния участка. Для совокупности кинематических плоскостей сопряженных систем сколовых нарушений отмечается тенденция к пересечению в ограниченном секторе диаграммы. Данная область интерпретируется как область возможного положения оси. Общий вид диаграммы характерен для структур сжатия [3]. Кинематический анализ показывает, что образование современной структуры изученного участка

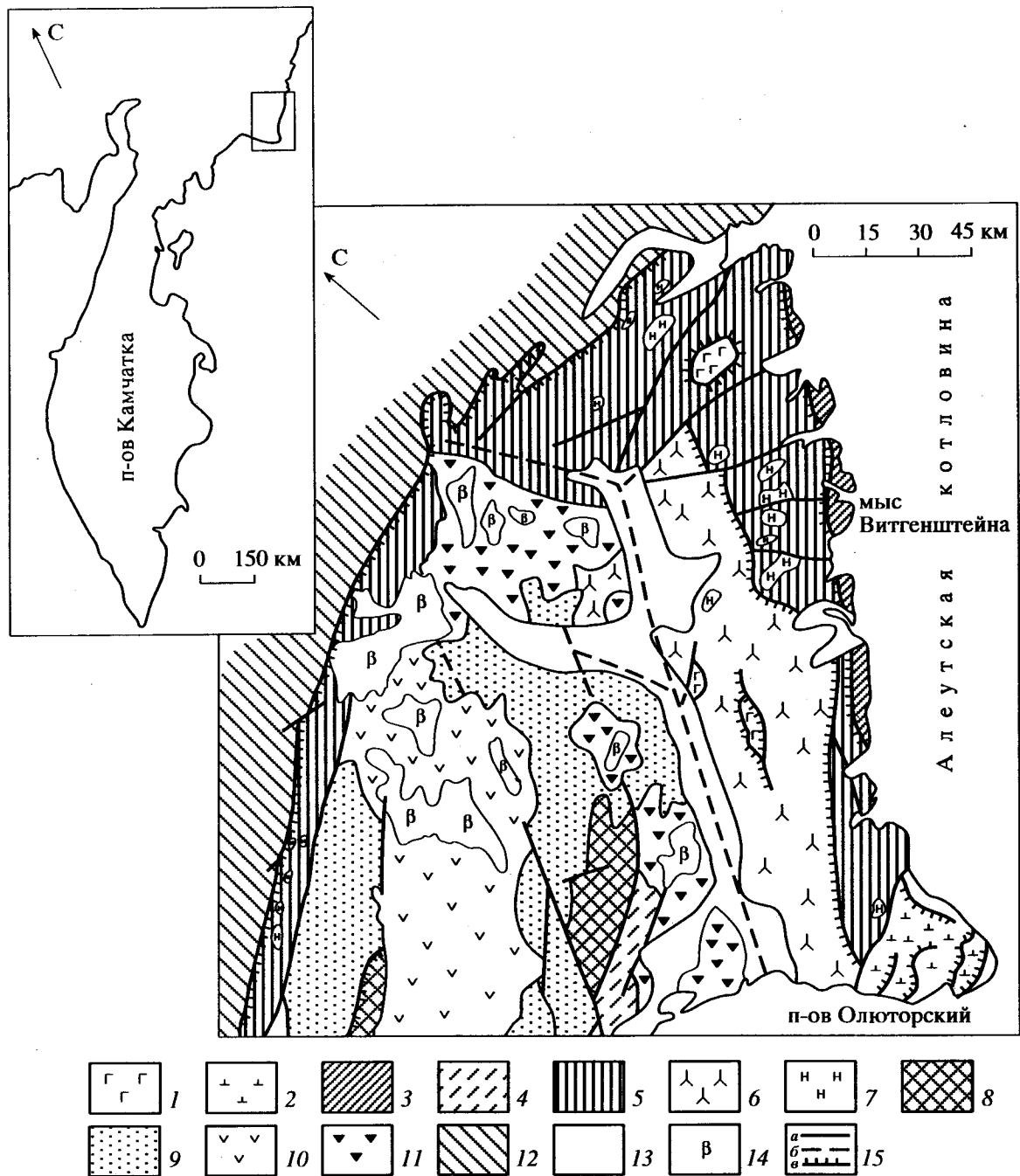


Рис. 1. Схема геологического строения фрагмента Олюторского террейна [8, с изменениями]. 1–3 – группа океанических комплексов: 1 – меловых толеитовых базальтов типа ложа окраинного моря, 2 – меловых базальтов типа океанических поднятий, 3 – океанические олистостромы; 4 – группа комплексов глубоководных желобов и смежных с ними аккреционных призм: палеогеновый флишоидный; 5–9 – группа островодужных комплексов: 5 – поздне меловой кремнисто-вулканогенный, 6 – позднеэоценово-раннепалеоценовый вулканогенно-обломочный, 7 – реликты глубинных магматических камер островной дуги – дунит-клинопироксенит-габбровый, 8 – палеогеновый вулканогенно-осадочный, 9 – палеоген-раннемиоценовый терригенный вулканомиктовый; 10 – Апушко-Вывенский плиоцен-четвертичный комплекс; 11 – рифтогенные комплексы; 12 – Укляятский флишевый комплекс; 13 – четвертичные рыхлые отложения; 14 – четвертичные вулканогенные отложения; 15 – разломы: а – установленные, б – предполагаемые, в – надвиги.

происходило в условиях активного сжатия $[\sigma_3] \gg [\sigma_2] > [\sigma_1]$, ($\sigma_3 < 0$).

Ориентировка оси сжатия, полученная методом П.Н. Николаева, попадает в область возмож-

ной ориентировки оси сжатия, определенной методом О.И. Гуценко.

3. Замеры ориентировки микротрещиноватости проводились по ориентированным образцам,

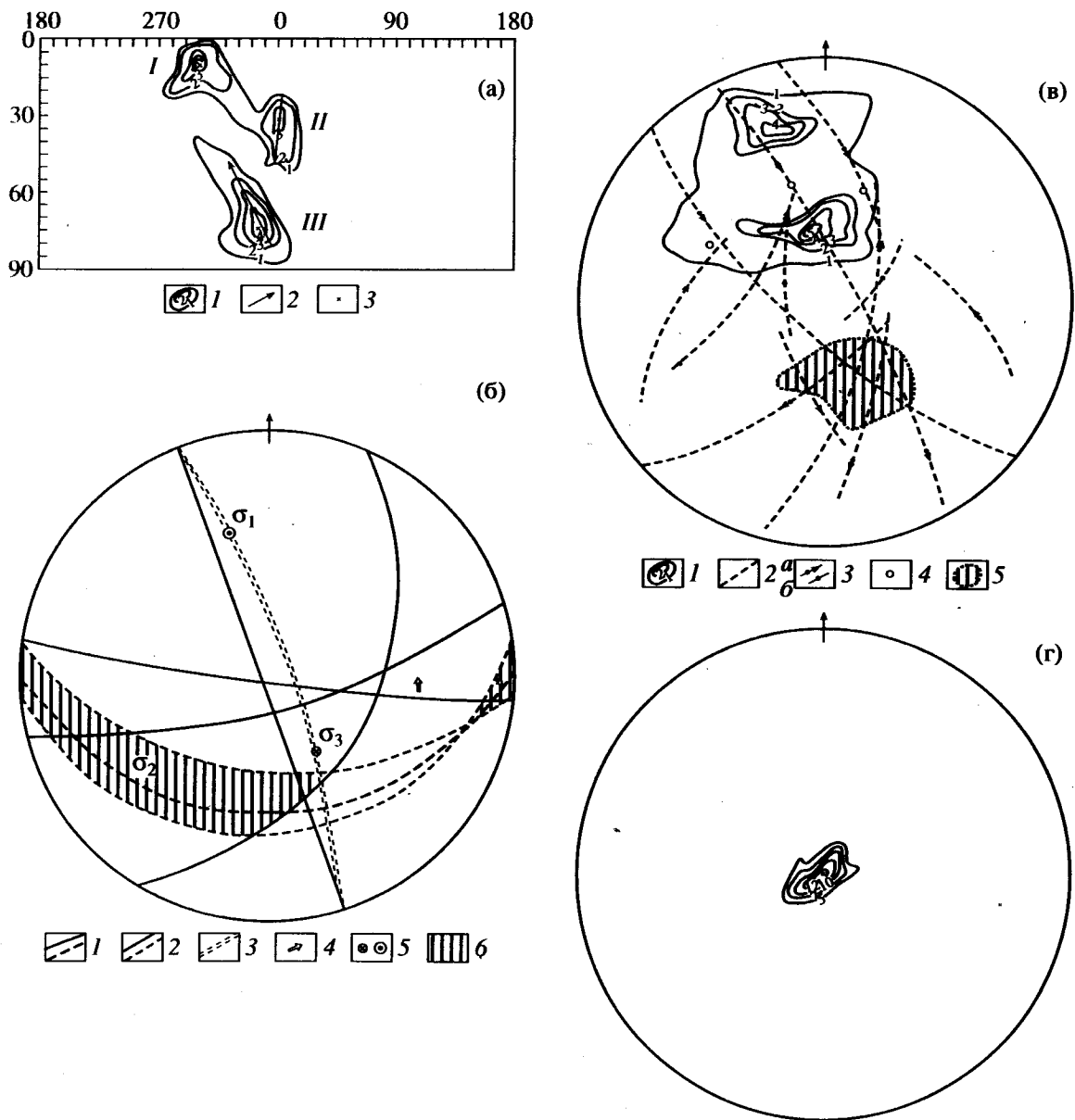


Рис. 2. Диаграммы реконструкций полей тектонических напряжений. а – диаграмма-матрица трещиноватости [6], по вертикали и горизонтали – градусы; 1 – изолинии трещиноватости, 2 – направление разброса, 3 – максимумы трещиноватости; б – диаграмма реконструкции осей главных напряжений, сетка Вульфа, проекция на верхнюю полусферу (то же для рис. 2в и 2г): 1 – плоскости главных максимумов, 2 – плоскости крайних точек направлений разброса, 3 – кинематическая плоскость, 4 – направление разброса, 5 – выходы осей главных напряжений на верхнюю полусферу, б – область выхода промежуточной оси; в – кинематическая диаграмма [4]: 1 – распределение плотностей полюсов трещин, 2–6 – выход на верхнюю полусферу (2 – кинематических плоскостей отдельных сколовых нарушений, 3 – полюсов сколовых нарушений и ориентировки борозд скольжения с определенным направлением относительного перемещения крыльев (а) и с неопределенным (б), 4 – главных осей растяжения, 5 – области возможного положения оси сжатия); г – диаграмма микротрещиноватости, изолиниями показано распределение плотностей полюсов микротрещин.

отобранным из флишоидного разреза. Микротрещины заполнены карбонатом, их мощность варьирует от 0.5 до 5, мм. Затем на сетку Вульфа были нанесены нормали к плоскостям микротрещин. Проекция нормалей образуют четко выраженный максимум в центре диаграммы. Субгоризонтальные микротрещины характеризуются нормальным распределением ориентировок по всему раз-

резу. Микротрещины перпендикулярны осевым поверхностям складок и распространены как на крыльях, так и в замках.

Проведенные геолого-структурные исследования позволяют сделать следующие выводы:

1) современная структура мыса Витгенштейна формировалась в обстановке сжатия, а вектор силы был, по-видимому, направлен с юго-востока

на северо-запад. На основе палеомагнитных исследований [5] для данного района было выделено как минимум два этапа деформации, на первом этапе формировались нормальные широтные складки, на втором эти складки были опрокинуты на север. Восстановленное поле тектонических напряжений относится к последнему (второму) этапу деформации;

2) полюса микротрещин образуют один максимум в центре диаграммы, что позволяет классифицировать их как послескладчатые трещины отрыва, возникшие параллельно сжимающему напряжению, действовавшему на уже сформировавшийся изоклиinallyно-складчатый разрез. А сопоставляя результат с палеомагнитными данными [5], можно отнести образование данных микротрещин к концу первого этапа деформаций, а на втором этапе при опрокидывании структуры изменилось падение микротрещин от наклонного до субгоризонтального;

3) верхняя граница осадконакопления флишево-олигостромовой толщи, определяемая по комплексам радиолярий и наннопланктона [8], соответствует маастрихту. Значит, все наблюдаемые в разрезе деформации послемаастрихтские;

4) последний этап деформации может быть связан либо со спредингом в Алеутской глубоко-

водной котловине [9], происходившим в послемеловое время, либо с движением структур Олюторского хребта на восток, обусловленным задуговым спредингом.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Богданов Н.А., Вишневецкая В.С., Сухов А.Н. // Геотектоника. 1982. № 5. С. 74–80.
2. Богданов Н.А., Вишневецкая В.С., Кежежинская П.К. и др. Геология юга Корякского нагорья. М.: Наука, 1987. 168 с.
3. Гуценко О.И. // ДАН. 1973. Т. 210. № 2. С. 331–334.
4. Гуценко О.И. В сб.: Поля напряжений и деформаций в литосфере. М.: Наука, 1979. С. 7–25.
5. Коваленко Д.В., Щербинина Е.И., Шикова Т.Н. и др. // ДАН. 1996. Т. 346. № 3. С. 360–363.
6. Николаев П.Н. // Изв. вузов. Геология и разведка. 1977. № 6. С. 103–115.
7. Николаев П.Н. Методика тектонодинамического анализа. М.: Недра, 1992. 295 с.
8. Чехович В.Д. Тектоника и геодинамика складчатого обрамления малых океанических бассейнов. М.: Наука, 1993. 272 с.
9. Cooper A.K., Marlow M.S., School P.W., Stevenson A.J. // Tectonics. 1992. V. 4. P. 719–731.