

9. Соловьев С. А., Тузов И. К. Исследования НИС «Пегас» в западной части Тихого океана зимой 1975—1976 гг. // Там же.— 1977.— Т. XVII, вып. 1.— С. 171—173.
10. Тузов И. К., Ильев А. Ф., Остапенко В. Ф. и др. Геологическое строение подводной возвышенности Маркус-Уэйк // Сов. геология.— 1978.— № 3.— С. 85—93.
11. Удинцев Г. Б. Геоморфология и тектоника дна Тихого океана // Тихий океан. Т. 5.— М.: Наука, 1972.— С. 394.
12. Heezen B. C., Matthews J. L. et al. Western Pacific guyotts // Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project.— 1973.— V. 20.
13. Macdonald G. A. Composition and origin of Hawaiian lavas // Geol. Soc. Amer. Mem.— 1968.— N 116.— P. 477—522.
14. Ozima M., Kaneoka I., Saito K. et al. Summary of geochronological studies of submarine rocks from the western Pacific ocean // Geodin. West. Pacific. Inden region.— Washington, D. C., 1983.— P. 137—142.
15. Ozima M., Saito K., Honda M., Amasaki S. Sea water weathering effecton on K—Ar age of submarine basalts // Geoch. et Cosmoch. Acta.— 1977.— V. 41.— P. 453—461.

ТОИ, ДВГИ ДВО РАН
Владивосток

Поступила в редакцию
22 ноября 1991 г.

УДК 552.5 : 551.35(265.6)

А. С. Астахов, С. А. Горбаренко, Н. Н. Ковалюх

СТРОЕНИЕ И ФИЗИКО-МЕХАНИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА НА ЗАПАДЕ ЮЖНО-КИТАЙСКОГО МОРЯ

Обобщены результаты изучения верхней части осадочного чехла обширного района на западе Южно-Китайского моря, описаны элементы литостратиграфии и строение позднечетвертичных отложений по регионам. Представлены результаты измерений физико-механических свойств (плотность, влажность) осадков. Установлено, что их значения для голоценовых отложений определяются, прежде всего, литологическим составом — соотношением глинистой и обломочной компонент. Отмечается некоторое уплотнение позднеплейстоценовых морских осадков (10—15%), которое еще больше для континентальных и прибрежно-морских отложений (25—30%). Горизонты с большими градиентами плотности в осадках шельфа приурочены в большей степени к литолого-фаціальным, чем к возрастным, границам.

Изучение физико-механических свойств (ФМС) верхней части осадочного чехла является необходимым элементом инженерно-геологических изысканий, используется при интерпретации результатов геофизических исследований, расчетов абсолютных масс отложений и их компонентов. Изучавшийся район Южно-Китайского моря (рис. 1) в настоящее время является объектом геофизических нефтепоисковых работ и интенсивно осваивается. Интерпретация результатов измерения ФМС пород требует привлечения сведений о их возрасте, литологическом составе, условиях залегания, которые в той или иной степени влияют на плотностные характеристики отложений. Поэтому задачей настоящей работы явилось обобщение сведений о строении и вещественном составе рыхлого осадочного чехла западной части Южно-Китайского моря и анализ результатов измерений ФМС.

Изучение ФМС верхней части осадочного чехла Южно-Китайского моря проводилось в ряде экспедиций на научно-исследовательских судах, выполнявшихся в период с 1983 по 1990 гг. Тихоокеанским океанологическим институтом ДВО АН СССР (см. рис. 1). Для анализа использовались ненарушенные колонки осадков, отобранные гидростатическим пробоотборником ГСП-2 с колонковой трубой диаметром 124 мм. ФМС определялись на борту судна по стандартной методике: отбор монолитов объемом 50 см³, высушивание их при температуре 105° до постоянной массы, взвешивание до и после сушки с точностью до 0,02 г. По полу-

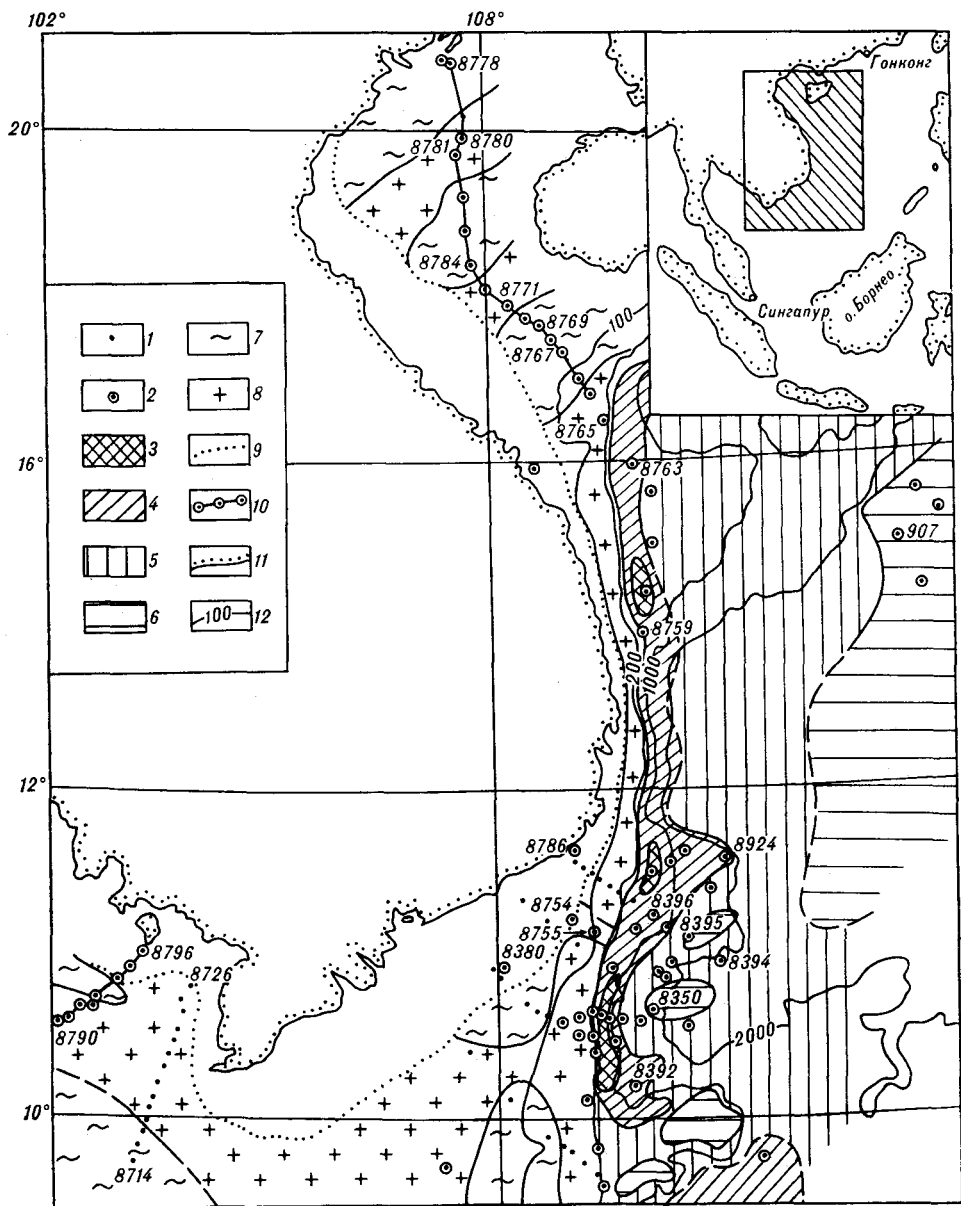


Рис. 1. Карта района исследований и схема мощности голоценовых отложений (на врезке — местоположение района исследований).

1 — станции с отбором колонок осадков (профиль 8714—8726 из [5]); 2 — колонки, по которым изучались физико-механические свойства осадков; 3—6 — мощность голоценовых отложений в глубоководной части моря (3 — более 2 м, 4—1—2 м, 5—0,5—1 м, 6 — менее 0,5 м); 7 — седиментационные бассейны на шельфе с мощностью голоценовых отложений более 0,5—1 м; 8 — участки шельфа с отсутствием или малой мощностью голоценовых отложений; 9 — нижняя граница прибрежной зоны с большой изменчивостью мощности голоценовых отложений; 10 — местоположение профилей, приведенных на рис. 2; 11 — береговая линия; 12 — изобаты.

ценным массам рассчитывались: плотность натурального осадка (ρ), объемная масса минерального скелета (d_p), минералогическая плотность (d_i), объемная (W_0) и весовая (W) влажность натурального осадка по формулам: $\rho = P/V$; $d_i = P/(V - (P_0 - P)\delta_0)$; $W_0 = ((P_0 - P)/V\delta_0) 100\%$; $W = ((P_0 - P)/P) 100\%$, где P_0 и P — масса пробы до и после сушки, г; V — объем изучаемой пробы, см³; δ_0 — объемная масса поровой (морской) воды. Для определения возраста отложений был выполнен ряд радиоуглеродных датировок (табл. 1) в лаборатории Института геохимии и физики минералов АН УССР, изотопно-кислородный анализ раковин

Радиоуглеродные датировки отложений

Номера станций	Интервал от поверхности дна, см	Лабораторный индекс	Возраст, лет	Номера станций	Интервал от поверхности дна, см	Лабораторный индекс	Возраст, лет
8350	35—45	Ки-2205	4620±120	8759	45—68	Ки-3265	6500±70
	125—145	Ки-2206	9900±140	8766	17—20	Ки-3266	2600±50
	155—180	Ки-2202	14200±150		70—83	Ки-3267	8100±50
8380	60—80	Ки-2187	13750±280	8767	20—35	Ки-3270	4000±30
8392	20—30	Ки-2189	550±90	8769	35—50	Ки-3268	2950±30
8394	70—80	Ки-2208	8310±110		160—163	Ки-3269	8600±45
8395	10—20	Ки-2188	360±80	8771	10—25	Ки-3271	1870±40
	125—135	Ки-2209	8220±85	8778	64	Ки-3272	2890±140
	190—200	Ки-2143	более 47000		90	Ки-3274	4550±110
8396	53—65	Ки-2232	7750±120	8780	42—58	Ки-3274	2050±60
8754	50—60	Ки-3260	2900±60	8781	27—42	Ки-3275	1900±40
	60—65	Ки-3261	3800±40	8784	120—150	Ки-3276	12480±140
	105—115	Ки-3262	6700±80	8786	75—95	Ки-3747	6200±60
	130—145	Ки-3263	8200±100		35—45	Ки-3277	3300±90
8755	90—108	Ки-3264	9500±120	8924	150—170	Ки-3748	11500±80

планктонных фораминифер отдельных колоннок. Учитывались также результаты микропалеонтологических определений, выполненных С. П. Плетневым, В. С. Пушкарем, О. А. Ткалич.

Для определения вещественного состава изучались микроскопические препараты с определением содержаний основных осадкообразующих компонент (обломочной, глинистой, карбонатной, кремнистой, вулканогенной). По некоторым колонкам был выполнен минералогический анализ фракции 0,1—0,05 мм и валовые химические анализы. Гранулометрический анализ проводился в Центральной лаборатории ПГО Дальморгеология по стандартной методике. Определение карбонатности осадков выполнялось газообъемным методом [4].

Степень стратиграфической изученности верхней части осадочного чехла запада Южно-Китайского моря весьма неоднородна. Наиболее изучен участок шельфа Сунда и глубоководной котловины, примыкающей к южновьетнамскому побережью, где имеется ряд инженерно-геологических скважин и получено большое количество колоннок [2, 3, 5, 8]. Менее изучены в этом отношении основная часть глубоководной котловины и заливы Бакбо и Сиамский. Практически не изучался шельф, примыкающий к побережью центрального Вьетнама.

Для предварительного расчленения отложений был использован литостратиграфический принцип — выделение перерывов в осадконакоплении или горизонтов одновозрастных отложений, отличных от остальной толщи по одному или нескольким литологическим признакам, и прослеживание их на акватории с близкими условиями осадконакопления и историей развития в четвертичное время. В изученной восточной части Сиамского залива выявлено весьма контрастное специфическое строение верхней части осадочного чехла. Современные морские отложения здесь имеют очень небольшую мощность, местами практически отсутствуют, замещаясь остаточным горизонтом, сложенным песком, битой ракушкой, мелкими дробевидными гетитовыми конкрециями. В понижениях рельефа, как, например, на станции 8793 (рис. 2) и на станциях профиля 8714—8726 [5], отмечена несколько большая мощность голоценовых морских тонкозернистых осадков. В днищах затопленных долин эпизодически вскрыты лагунно-болотные отложения с прослоями торфяников и прибрежно-морской фауны. Возраст их определен радиоуглеродным методом 8,2—9,8 тыс. лет [5]. Под голоценовыми морскими отложениями почти всегда с видимым перерывом в осадконакоплении и разрывом залегают разнообразные по облику, генезису и возрасту отложения. Среди них вскрыты коры выветривания, различные континен-

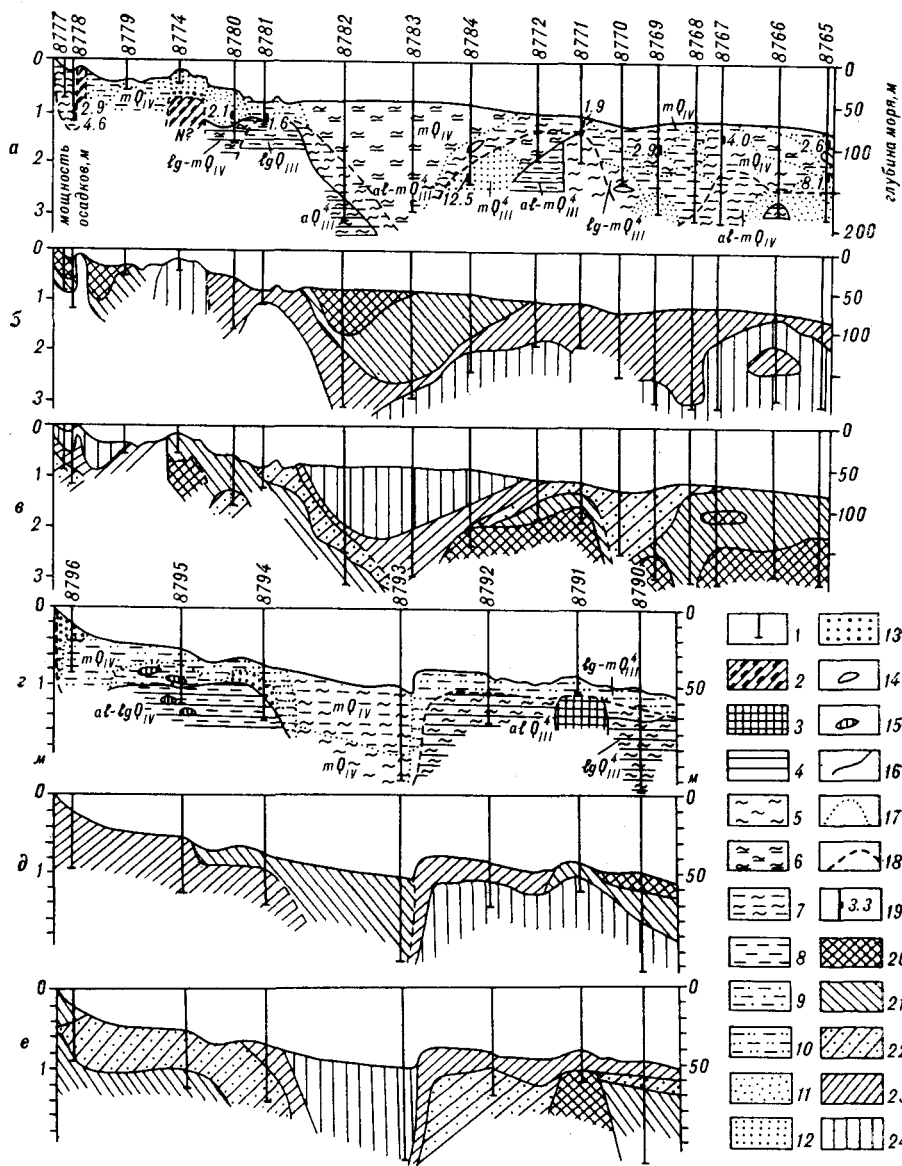


Рис. 2. Строение верхней части осадочного чехла (а, г), объемная влажность (б, д) и плотность (в, е) натурального осадка по профилям в заливах Бакбо (а—в) и Сиамском (г—е).

1—13 — условные обозначения к профилям а и г: 1 — места отбора колонок осадков; 2—13 — типы осадков (2 — консолидированные дочетвертичные породы, 3 — коры выветривания, 4 — уплотненные отложения различного состава, 5 — пелиты, 6 — пелиты алевритовые, 7 — алевриты пелитовые, 8 — алевриты, 9 — алевриты псаммитовые, 10 — псаммиты алевритовые, 11 — псаммиты (пески) мелкозернистые, 12 — псаммиты (пески) среднерзернистые, 13 — псаммиты (пески) крупнозернистые); 14 — линзы и прослои осадка иного литологического состава; 15 — линзовидные карбонатные конкреции; 16 — границы между фациями отложений; 17 — границы между литологическими типами осадков; 18 — нижняя граница голоценовых отложений; 19 — радиоуглеродные датировки (тыс. лет); 20—24 — влажность, % (б, д) и плотность, г/см³ (в, е) натурального осадка, соответственно: 20 — более 70 и более 1,9; 21 — 60—70 и 1,8—1,9; 22 — только для в и е — 1,7—1,8; 23 — 50—60 и 1,6—1,7; 24 — менее 50 и менее 1,6. Местоположение профилей см. на рис. 1.

тальные, лагунные, аллювиально-морские образования. Возраст последних — 34,6—42,3 тыс. лет. [5]. На меньших глубинах предполагается наличие более молодых континентальных или прибрежно-морских отложений вплоть до голоценовых. Учитывая, что возраст перекрывающих морских осадков не древнее голоцена, можно рассчитать длительность перерыва в осадконакоплении. В центральной части залива этот перерыв составляет до 25—40 тыс. лет. Он лишь частично связан с суще-

ствованием здесь континентальных условий в период ресс-вюрмской трансгрессии. В большей мере это, вероятно, связано с действием приливных течений, скорость которых на выходе из залива может резко возрастать при ингрессии моря в глубь этого залива.

На шельфе Сунда на участках неотектонических поднятий также выявлено двучленное строение поверхностных отложений. Голоценовый чехол представлен маломощными песчаными и песчано-ракушняковыми осадками, иногда с очень высоким содержанием гетитовых конкреций. Ниже залегает полифациальный комплекс, включающий разновозрастные и пестрые по литологическому составу неоген-четвертичные отложения. В пределах неотектонических прогибов (Меконг, Южно-Коншонский, Западная Натуна) верхняя часть осадочного чехла литологически более однородна и сложена в основном, материалом аллювиального сноса р. Меконг. Под действием приливных течений реликтовые верхнеплейстоценовые пески, выходящие на поверхность дна могут перемываться, формируя остаточные более грубообломочные покровы и аккумулятивные тела, сложенные материалом из позднплейстоценовых авандельтовых отложений, но с примесью современной фауны. Региональные литостратиграфические горизонты здесь не выявлены, и оценка возраста отложений основывается на относительно редких датировках.

В заливе Бакбо предполагается несколько типов строения верхней части осадочного чехла. В осевой части залива наблюдается последовательная смена аллювиально-морских и эстуариевых отложений пестрого литологического состава раннеголоценового или позднплейстоценового возраста собственно морскими преимущественно тонкозернистыми отложениями. Возраст границы между этими пачками изменяется от 10—15 тыс. лет на глубинах около 60—100 м до 6—8 тыс. лет — на меньших глубинах. В некоторых колонках, отобранных вне осевой линии залива, мощность голоценовых отложений минимальна и они залегают с видимым перерывом на более древних прибрежно-морских образованиях (см. рис. 2).

В глубоководной части моря литостратиграфическое расчленение верхней части осадочного чехла основано на выделении отложений, сформированных в условиях резко повышенного поступления терригенного материала с шельфа в периоды регрессий. В южной части материкового склона и котловины, примыкающих к шельфу Сунда, выявлено три литостратиграфических горизонта [2]. Верхний и нижний горизонты соответствуют внутривюрмскому и позднпоследледниковому трансгрессивным периодам. Отложения их отличаются повышенной карбонатностью за счет примеси раковин фораминифер и кокколитофорид с однородным преимущественно пелитовым составом. Промежуточный горизонт, отвечающий ресс-вюрмской регрессии, отличается низким содержанием карбоната кальция, повышенной примесью алеврита, наличием турбидитных прослоев, следов сползания по склону. Типичные турбидитные горизонты отмечены в осадках на глубинах 1500—2000 м и более (ст. 8929, рис. 3). Примечательно, что в части разреза этой колонки, отвечающей второму горизонту, песчаные прослои в турбидитах являются терригенными и по минералогии близки песчаным осадкам прилегающего шельфа, а прослой в основании голоценовых отложений содержит уже большое количество переотложенных раковин фораминифер. Возраст верхней границы среднего горизонта изменяется от 10 до 14 тыс. лет. Нижняя граница может быть оценена в 25—40 тыс. лет (непрерывный разрез не вскрыт).

В Северной части материкового склона и в примыкающей котловине литологические признаки отложений трансгрессивной и регрессивной стадий несколько отличны от таковых в южной части, хотя и имеют общие особенности. В отложениях регрессивной фазы меньше содержание карбоната кальция и больше обломочной составляющей, что хорошо проявляется в значениях магнитной восприимчивости (см. рис. 3, колонка 8924). В большинстве случаев она фиксируется визуально по

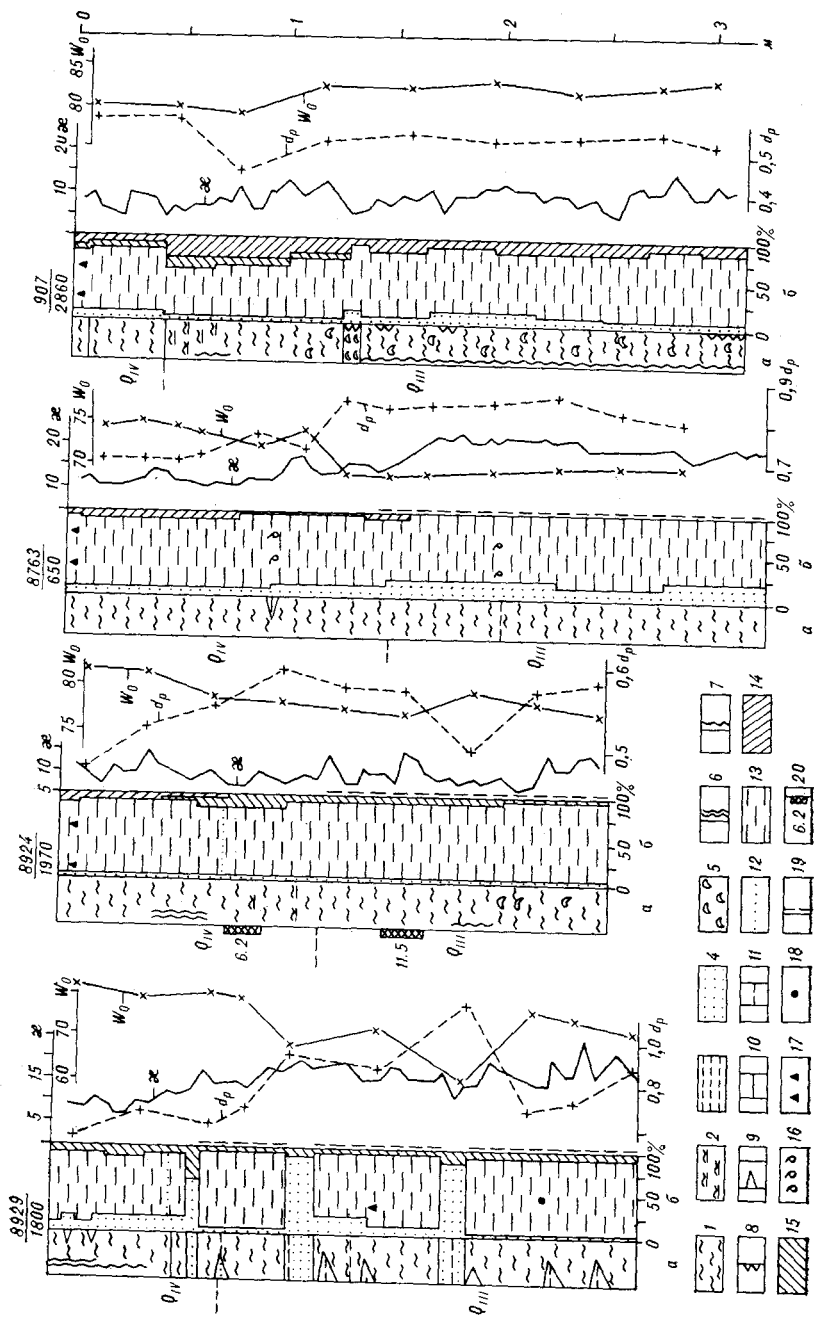


Рис. 3. Литологический состав и физико-механические свойства глиководных отложений Южно-Китайского моря.

а — структурные и текстурные особенности осадков; б — вещественный состав осадков; W_0 — объемная влажность, %; d_p — объемная масса минерального скелета, г/см³; χ — магнитная восприимчивость, 10⁻³ ед. СГС. Цифры над колонками означают: числитель — номер станции, знаменатель — глубина моря, м. I—II — структурные и текстурные особенности осадков; 1 — 4 — гранулометрический состав (1 — пелиты, 2 — пелиты алевроитовые, 3 — алевроиты, 4 — песчаники мелкозернистые); 5 — плотные комки переложного осадка; 6 — биотурбация менее 30%; 7 — биотурбация менее 10%; 8 — интервалы колонок с вертикальной отделимостью; 9 — линзы осадков инородного состава; 10 — литологические границы хорошо выраженные; 11 — литологические переходы постепенные; 12—15 — компоненты вещественного состава; 12 — обломочная терригенная; 13 — глинистая; 14 — кремнистая биогенная; 15 — карбонатная биогенная; 16 — повышенная шимесь раковин фораминифер; 17 — гидроксиды железа; 18 — сульфиды железа; 19 — коричневая и буроватая окраска осадков; 20 — радиоуглеродные датировки, тыс. лет.

Средние значения физико-механических параметров четвертичных отложений западной части Южно-Китайского моря

Возраст, фации	Гранулометрический тип осадка	Количество анализов	ρ , г/см ³	d_p , г/см ³	d_i , г/см ³	W_0 , %
Q _{IV} ms	Псаммиты	9	1,91	1,45	2,69	45,9
	Алевриты псаммитовые	7	1,84	1,31	2,77	52,8
	Миктиты	5	1,73	1,28	2,71	59,5
	Пелиты алевритовые	19	1,59	1,04	2,72	65,9
	Псаммиты и алевриты карбонатные	17	1,87	1,40	2,54	49,6
	Пелиты карбонатные	18	1,67	1,12	2,84	59,6
Q _{IV} md	Алевриты пелитовые	7	1,69	1,09	2,76	60,6
	Пелиты алевритовые	13	1,51	0,82	2,71	70,0
Q _{III} ms	Пелиты	43	1,41	0,67	2,70	75,9
	Пелиты карбонатные	35	1,66	0,95	2,70	70,7
	Псаммиты	9	1,96	1,60	2,64	42,1
	Алевриты псаммитовые	3	1,87	1,54	2,83	51,0
	Миктиты	11	1,79	1,34	2,74	54,0
	Алевриты пелитовые	16	1,80	1,33	2,78	55,0
Q _{III} md	Пелиты алевритовые	10	1,71	1,26	2,68	58,0
	Пелиты	2	1,58	1,28	2,73	66,5
	Пелиты алевритовые карбонатные	17	1,72	1,25	2,70	57,9
	Алевриты пелитовые	14	1,87	1,37	2,75	50,6
	Пелиты алевритовые	33	1,63	1,12	2,78	60,5
	Пелиты	35	1,52	0,83	2,61	67,5
Q _{III} h	Пелиты алевритовые карбонатные	15	1,67	1,10	2,67	63,6
	Пелиты, пелиты алевритовые	20	1,89	1,49	2,69	46,0

Примечание. Q_{III} — поздний плейстоцен, Q_{IV} — голоцен, фации: md — материкового склона и котловины, ms — шельфа, h — континентальные; ρ — плотность натурального осадка, d_p — объемная масса минерального скелета, d_i — минералогическая плотность, W_0 — объемная влажность.

смене осадков бурого или буровато-серого цвета типично морскими серыми или зеленовато-серыми пелитами. Это связано, вероятно, с большим поступлением из устьев рек глинистого материала, обогащенного окислами железа, и относительно высокими скоростями осадконакопления на материковом склоне. В центральной части моря, где разрез сложен кремнисто-карбонатными или слабокремнистыми отложениями, единых литостратиграфических уровней не установлено. В основании голоценовых отложений фиксируется некоторое обогащение биогенным карбонатом, а в верхах верхнеплейстоценовых отложений — обогащение остатками диатомей (см. рис. 3, колонка 907).

Для обобщения результатов измерений ФМС четвертичные отложения были расчленены по возрасту, фациальной принадлежности и литологическому составу (табл. 2). При предварительном сравнении отчетливо прослеживается закономерное изменение ФМС в осадках с различным гранулометрическим составом. Так же, как и в других окраинных морях [1, 6], это связано с содержанием обломочной и глинистой компонент, которые приурочены, соответственно, к песчано-алевритовым и пелитовым фракциям осадков. Глинистые минералы, обладающие преимущественно пластинчатыми и чешуйчатыми формами, образуют спутанно-волоконистые, чешуйчатые микроструктуры осадков, в которых большой объем заполнен поровыми водами. Обломочные зерна обеспечивают более плотную компоновку осадка и, соответственно, меньшую влажность и большую объемную массу. В реальных условиях это может быть продемонстрировано резкими скачками изменений d_p и W_0 между песчаными и пелитовыми прослоями в турбидитных отложениях колон-

ки 8929 или более постепенными изменениями на границе голоцена и позднего плейстоцена в колонке 8763 (см. рис. 3). В последнем случае изменение содержания обломочной компоненты фиксируется также значениями магнитной восприимчивости.

Повышение содержания в осадках карбонатного ракушечного детрита, даже такого мелкого, как остатки фораминифер, влияет на ФМС так же, как увеличение обломочной компоненты, т. е. возрастает объемная масса и уменьшается влажность, а кремнистых остатков диатомей и радиолярий — как увеличение глинистой компоненты: возрастает влажность и уменьшается объемная масса. Особенно это характерно для скелетов диатомей *Ethomodiskus rex*, обладающих очень большими размерами и малой толщиной стенок. Влияние примеси кремнистого материала на ФМС осадков может быть продемонстрировано на примере колонки 907 (см. рис. 3), где выявлено резкое уменьшение значений d_p в позднплейстоценовых слабокремнистых осадках по сравнению с голоценовыми бескремнистыми.

Некоторое увеличение плотности и уменьшение влажности отмечено в литологически однородных осадках при увеличении их возраста. В глубоководных отложениях это очевидно только в колонке 8924 (см. рис. 3), где литологический состав практически не изменяется, а увеличение d_p составляет около 0,05—0,08 г/см³. Локальное уменьшение плотности на горизонте 190 м связано здесь, вероятно, с разуплотнением при биотурбации. В колонках 8929 и 8763 увеличение плотности и уменьшение влажности осадков на границе голоцена и позднего плейстоцена совпадает с некоторым изменением литологического состава осадков.

В разрезах шельфовых отложений (см. рис. 2) отчетливо прослеживается тенденция увеличения плотности и уменьшения влажности отложений с глубиной, что в общем виде совпадает с возрастными границами. Максимальные градиенты плотности возникают при залегании с перерывом морских голоценовых осадков на прибрежно-морских (лагунных, дельтово-морских и др.) позднплейстоценовых. Увеличение плотности при этом достигает 20—25 % в интервале нескольких десятков сантиметров.

Для иллюстрации влияния различных факторов на ФМС верхней части осадочного чехла рассмотрим зависимость между объемной массой натурального осадка (ρ) и содержанием фракций мельче 0,01 мм Р1 (рис. 4). Для голоценовых отложений наблюдается хорошо выраженная обратная корреляционная зависимость между этими параметрами (см. рис. 4, а), отражающая, как и в других районах [1, 6], влияние содержания обломочной и глинистой компонент на плотностные свойства и влажность осадков. Точки, соответствующие пробам карбонатных и слабокарбонатных осадков, попадают в поле терригенных разностей и поэтому отдельно на рис. 4 не выделялись. Точки, соответствующие глубоководным и шельфовым отложениям, территориально на диаграмме разделены, но это отражает, в первую очередь, их различный гранулометрический состав. Точки тонкозернистых глубоководных отложений концентрируются в нижней части графика, а более грубых шельфовых — в верхней.

Для позднплейстоценовых отложений на графике (см. рис. 4, б) прослеживается зависимость между плотностью и содержанием пелитовых фракций, но на нее накладывается уплотнение осадков, проявляющееся неравномерно для различных фаций. Точки, соответствующие глубоководным отложениям, достаточно равномерно удалены от линии регрессии для голоценовых отложений. Относительно нее уплотнение составляет 10—11 %. Точки шельфовых позднплейстоценовых отложений на диаграмме распределены весьма неравномерно, хотя проявляется некоторое уплотнение для наиболее мелкозернистых их разностей. Для песчаных осадков, которые отличаются минимальным содержанием пелитовых фракций, уплотнение практически не проявлено. На диаграмме

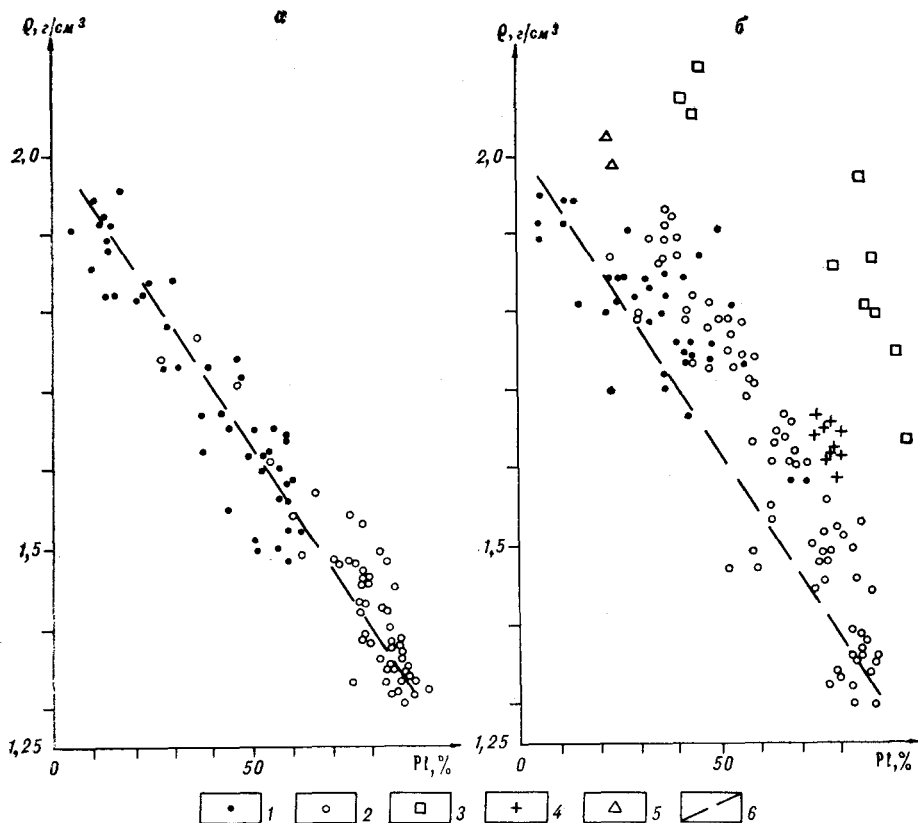


Рис. 4. Зависимость плотности натурального осадка (ρ) от содержания фракций мельче 0,01 мм (Pl) для голоценовых (а) и позднплейстоценовых (б) отложений. 1—3 — фации осадков: 1 — шельфовые, 2 — материкового склона и котловины, 3 — лагунные и континентальные; 4, 5 — осадки из районов с ускоренным диагенезом: 4 — ст. 8758, 5 — ст. 8935; 6 — линия регрессии для проб голоценовых отложений.

(см. рис. 4, б) резко обособились отложения субаквального комплекса (коры выветривания, аллювиально-дельтовые, лагунные), которые по значениям ρ отличаются от одновозрастных и гранулометрически однотипных морских отложений на 25—30%. В данном случае имеет место, вероятно, не столько уплотнение со временем под давлением вышележащих осадков, сколько первично более высокая седиментационная плотность осадков, сформировавшихся при постоянном или эпизодическом нахождении в субаэральных условиях.

Пробы с выявленным ускоренным диагенезом осадков (станции 8758 и 8935) отличаются несколько более высокой плотностью. Это характерно как для глубоководных отложений ст. 8758 с повышенным содержанием сульфидов предположительно гидротермального происхождения, так и для шельфовых заиленных песков ст. 8935, в которых идет цементация осадка карбонатом, образующимся при окислении углеродородных газов. В обоих этих случаях точки на диаграмме рис. 4, б оказываются сдвинуты вверх от основного поля для глубоководных и шельфовых отложений.

Изменение ФМС осадков по разрезу четвертичных отложений, таким образом, может быть вызвано различными причинами, наиболее значимыми из которых являются вещественный состав (соотношение глинистой и обломочной компонент) и разница в возрасте отложений. Можно предположить, что в процессе дальнейшего уплотнения осадков различия в ФМС, обусловленные литологическим составом, будут уменьшаться. Характер изменения ФМС осадков в процессе уплотнения при увеличении возраста и глубины залегания свидетельствует о том, что различия в ФМС, обусловленные различным вещественным (грануло-

метрическим) составом, будут уменьшаться за счет более быстрого уплотнения тонкозернистых осадков, а увеличиваться за счет разницы в ФМС между разновозрастными отложениями.

Таким образом, в составе верхней части осадочного чехла запада Южно-Китайского моря отчетливо прослеживаются физические неоднородности, обусловленные, в первую очередь, вертикальной и горизонтальной изменчивостью вещественного состава отложений. В глубоководной части моря изученный разрез отложений является достаточно однородным и составлен из двух слоев: голоценового, имеющего мощность от 30—40 см в центральной части моря до 1—4 м на материковом склоне, и позднплейстоценового, мощностью более нескольких метров. В районах, примыкающих к шельфу, наблюдаются существенные различия между этими слоями по физическим свойствам за счет иного литологического состава позднплейстоценового горизонта, особенно в тех случаях, когда он сложен турбидитами. В центральной части моря по физическим свойствам эти слои могут не различаться.

На шельфе голоценовый слой обычно существенно отличается по литологическим и физическим параметрам от нижележащих позднплейстоценовых или более древних отложений. В свою очередь он резко изменяется по простирацию как по мощности, так и по литологическим и физическим свойствам. Возраст нижней границы физически отличного голоценового слоя изменяется от 10—15 тыс. лет на внешнем шельфе до 6—8 тыс. лет — на внутреннем и береговом склоне. Нижележащий физически отличный горизонт на шельфе сложен разновозрастными и полифаціальными отложениями, включая континентальные и коры выветривания. В зависимости от этого меняется и степень их отличия от вышележащего голоценового слоя. В некоторых случаях при налегании песчаных голоценовых осадков на тонкозернистые прибрежно-морские позднплейстоценовые возможно равенство их по объемной массе и влажности, но в принципе они должны различаться по другим физическим параметрам. В целом же на шельфе высокие градиенты ФМС связаны в большей степени с фаціальными границами, чем с возрастными.

ЛИТЕРАТУРА

1. Астахов А. С. Физико-механические свойства и абсолютные массы голоценовых отложений Охотского моря // Тихоокеан. геология.— 1991.— № 2.— С. 50—55.
2. Астахов А. С., Горбаренко С. А., Ткалич О. А. Динамика позднчетвертичного осадконакопления на материковом склоне Южно-Китайского моря // Там же.— 1989.— № 4.— С. 85—89.
3. Астахов А. С., Марков Ю. Д., Чинь Тхе Хуеу. Влияние реки Меконг на позднчетвертичное осадконакопление в Южно-Китайском море // Литология и полезн. ископаемые.— 1989.— № 3.— С. 112—127.
4. Воробьев Л. К. Газообъемный метод при анализе карбонатов в морских осадках // Донные отложения и биоценозы Баренцева и Белого морей.— Апатиты, 1974.— С. 30—35.
5. Кайнозойская эволюция земной коры и тектогенеза Юго-Восточной Азии/Р. Г. Кулинич, А. А. Заболотников, Ю. Д. Марков и др.— М.: Наука, 1989.
6. Репечка М. А. Современные донные отложения Японского моря // Вопросы геологии дна Японского моря/ДВНЦ АН СССР.— Владивосток, 1973.— С. 66—90.
7. Структура осадков и фации Японского моря/ДВНЦ АН СССР.— Владивосток, 1983.
8. Чинь Тхе Хуеу. Донные отложения южновьетнамского шельфа: Автореф. канд. дис.— Фрунзе, 1987.