渤海・黄海・東海の最終間氷期以後の海面変化に 関する最近の中国における研究¹⁾

柳 田 誠²⁾・貝 塚 爽 平³⁾

Recent Chinese studies on the sea level change since the last interglacial in the Sea of Bohai, Yellow Sea, and East China Sea¹⁾

Makoto YANAGIDA²⁾ and Sohei KAIZUKA³⁾

(1) はじめに

中国における第四紀後期の海面変化に関する研究を紹介する。紹介の中心となるのは王・汪 (1980) の論文である。

中国における第四紀後期の海面変化研究は主に陸上のボーリング資料と海底のボーリング資料の分析によって行われている。渤海・黄海・東シナ海 (中国での名称は東海, 以下にも括弧内に併記する) では, 1977 年前後に鉱物資源・水産資源調査と学術研究の目的で多数の海底ボーリングが行なわれた。ボーリングコアに対しては粒度分析・花粉分析・有孔虫分析・貝化石分析・¹⁴C 年代測定・古地磁気測定・鉱物分析および化学分析が行なわれている。一般に中国の海岸平野には海成段丘の発達が悪いため, 露頭観察や地形学の立場からの海面変化に関する研究は多くない。たとえば, 天津付近では最終間氷期・最終氷期中の亜間氷期および後氷期の海成層がボーリングコアで認められるが, これらは古いものから新しいものへと累重しており, それら海成層の頂面高度はそれぞれ -30 m・-5 m・0 m ほどである (趙等, 1978)。

図 1 は王・汪 (1980) と耿 (1981) から編集した海岸線の復元図である。また, 表 1 には年代資料を示す。

(2) 最終間氷期の海進

中国では最終間氷期 (Riss-Würm 間氷期) を廬山—大理間氷期と呼んでいるが, これに対応した海進を王・汪 (1980) は有孔虫分析に基づき星輪虫 (*Asterotalia*)

海進と呼ぶことを提唱している。

長江や黄河などの河口付近の海岸平野下には厚い第四系が認められる。上位から 3 番目の海成層 (耿, 1981 の海相 E 層) は最終間氷期に対比されている。趙等 (1978) は天津付近において 3 番目の海成層直下に地磁気 excursion を認め, これを Blake event に対比している。図 1 に示した星輪虫海進の海岸線の位置 (7.0 をそえた太破線) は, 主に地下の海成層の分布範囲によって推定されている。一方, 隆起傾向にある地域では最終間氷期のもものと推定される海成段丘が報告されている (耿, 1981)。たとえば, 台湾島西岸で 50 m, 舟山群島泗礁島 (杭州湾口) で 25~30 m, 浙江省温州付近で 22~25 m, 遼東半島と山東半島青島で 10~15 m などである。

星輪虫海進は王・汪 (1980) によれば 11 万年前に始まり, まず深く切り込んだ河谷へ海水が侵入し, つづいて海域が拡大, 海面は +5~7 m に達した。海退開始は地層堆積速度から推定して 7 万年前と考えている。これに対して, 耿 (1981) は日本も含む外国の海面変化研究を参照して最終間氷期中に 3 回の小さな海進が存在したと考えている。それらは白洋淀海進 (13~12 万年前)・滄州海進 (1) (10 万年前) および滄州海進 (2) (8 万年前) である。そして滄州海進 (2) の後も 6 万年前まで海水準は安定していたと考えている。

王・汪 (1980) が星輪虫海進の開始を 11 万年前と考えたのは天津における 3 番目の海成層直下の Blake event を考慮してのことである。耿 (1981) もこの Blake event を認めているが, 白洋淀海進当時天津が隆

1) 1982 年 1 月 14 日受付。

2) 駒沢大学大学院。Graduate School of Komazawa University。

3) 東京都立大学理学部地理学教室。Department of Geography, Tokyo Metropolitan University。

図 2 中国東部での 11 万年以後の温度曲線 (A・B・C) と海面変化曲線 (D)

王・汪 (1980) の 2 つの図を合成。A: 植生・考古資料などによる華北平原の推定気温曲線。B: 植生・考古資料などによる上海・浙江省北部の推定気温曲線。C: 海棲動物群による東シナ海・黄海の推定水温曲線。0°C の線は現在の水温を表わす。D: 点は ^{14}C 年代資料。5,000 年以後は歴史・考古資料を参照した。

起傾向にあり海成層が堆積しなかったと解釈している。滄州海進(1)・(2)については耿 (1981) が引用した文献 (趙等, 1978) の記載および地質断面を見るかぎり滄州海進が二分される根拠は見当たらない。

(3) 最終氷期 (Würm 氷期) 中の 亜間氷期 における海進

中国では最終氷期 (Würm 氷期, 中国字では玉木氷

図 1 渤海・黄海および東シナ海の海岸線の変化

太線にそえた数字は海岸線の年代(万年前)。細線は水深 (m)。王・汪 (1980) と耿 (1981) から編集。凡例, 1: 最終氷期最低海水準以後の海岸線 (王・汪, 1980)。2: 最終間氷期～最終氷期の海岸線 (王・汪, 1980)。3: 耿 (1981) が示した 1.2 万年前の海岸線。4: 貝殻堤と海浜砂堤 (王・汪, 1980)。5: 年代資料の位置と番号 (表 1 の地点番号に対応)。

表 1 渤海・黄海・東シナ海および中国沿岸地域の年代資料 (年代順に配列)

No.	年代 (y. B. P.)	コード No.	深 さ (m)	標 高 (m)	資料および堆積環境	地 名	図 1 中 の Loc. No.	* 文献番号
1	~38000			-45	浜 岸 浅 海	唐 山 南 方	5	5
2	>36000		4	-76	泥 炭	山 東 半 島 東 方	14	1, 2, 5
3	>36000		3	-76	泥炭, 早期玉木水期 三角州	黄 海	15	1, 2, 5
4	35000		1.0	-51	? (陸相D)	上 海 東 方	28	1
5	>32000	CG 72	40.5~41.5	-38.5~ -39.5	泥炭 (陸相D)	河北省南排河, 魚供 3 孔		1, 4, 6
6	>32000	CG141		+2.5	完新世の砂堆直下の 泥炭	広東省文昌県木頭関 東南	N20°05' E110°42'	3
7	27000±1000			-64	半 海 水	尖閣諸島南方	22	5
8	25630±1250			-110	浅 海	対 馬 海 峡	20	1, 5, 8
9	24400±1100			-5	浅 海	山 東 省 東 營		1, 5
10	23700±900		2.8~3.1	-112	貝 殻 堤	済 州 島 南 方	19	1, 5, 8
11	23260±600			-140	浅 海~海 浜	東シナ海 (東海)	34	5
12	22900±150			-38~-39	泥 炭	天津四新沙丁		4
13	20550±1000		0.6~1.6	-136	貝 殻 堤	対 馬 海 峡	18	1, 5, 8
14	18500±1000		2	-142	海 浜	沖 縄 島 北 方	33	1
15	17600±1000		1	-142	貝 殻 堤	沖 縄 島 北 方	33	1
16	14780±700		0.7~1.2	-155	海 浜, 貝 殻 堤	対 馬 海 峡	16	1, 5, 8
17	14440±750		2	-114	海 浜	対 馬 海 峡	19	1, 5
18	12400±500			-112	貝 殻 堤	東シナ海 (東海)	32	5
19	12400±200		3.5	-59.5	沼 沢	渤 海	11	2, 5
20	12140±800		2	-62	泥 炭	東シナ海 (東海)	29	1
21	12050±200		4	-57	泥 炭	東シナ海 (東海)	12	1
22	11850±800		1	-61	海 成 層	東シナ海 (東海)	29	1
23	11340±550			-56	海 浜 砂 堤	東シナ海 (東海)	21	5
24	11300±(550?)		1	-113	河 口 付 近	対 馬 海 峡	19	1, 4, 5
25	10370±175		15	-13	潟 湖 泥 炭	河北省南排河		1
26	10000±600			-64	三 角 州 浅 海	東シナ海 (東海)	22	5
27	9650±190		15.8~16.1	-15	泥 炭	河北省南排河, 魚供 3 孔		4, 6
28	9165±110		5.5	-25	炭 質 シ ル ト	渤 海	2	1
29	9120±180	CG 70	15	-13	潟 湖 泥 炭	海 北 省 南 排 河	N38°30' E117°37'	1, 3
30	8640±100			-63	三 角 州 前 縁	東シナ海 (東海)	23	5
31	8590±170		14.7~14.9	-14	泥 炭	河北省南排河, 魚供 3 孔		6
32	8020±410			+5	汀 線 付 近 ?	台 湾 省 野 柳		1
33	8005±120			-2	汀 線 付 近 ?	浙 江 省 奉 化		1
34	7920±655	CG 76	15.6	-16	潟 湖 泥 炭	天津静海県四党口	N38°45' E117°7'	1, 3, 4, 6
35	7890±400			-136	外 側 の 大 陸 棚	対 馬 海 峡	17	5
36	7770±150			-3	汀 線 付 近 ?	遼 寧 東 溝 前 陽		1
37	7120±165			-0.3	サ ン ゴ 礁	雷 州 半 島 西 南 岸		1
38	6960±100		8~9	+1~2	泥 炭	浙江省余姚河渡遺跡	31	1, 5
39	6725±140		8~9	+1~2	炭 質 粘 土 中 の 木 片	浙江省余姚河渡遺跡	31	1, 5
40	6620±300			+3~4	貝 殻 堤	天津市, 荒草坨		1, 4, 5

No.	年代(y. B. P.)	コード No.	深さ (m)	標高 (m)	資料および堆積環境	地名	図1中 の Loc. No.	文献番号
41	5915±200			-150	貝化石	東シナ海(東海)	N26°30' E124°30'	3
42	5785±?			+4.5~6.3	貝殻堤	上海市, 馬橋		4
43	5690±250			+6	貝殻堤	天津市, 東堤頭	4	1, 4, 5
44	5680±180			+4	海浜, 貝殻堤	上海市	27	5
45	5600±150				潟湖泥炭	山東省, 博興黄金寨		1
46	5595±100				ハマグリ	楽亭后程庄		1
47	5535±140			+5	貝殻堤	山東半島	13	4, 5
48	5520±180			+3	貝殻堤	上海市, 馬橋		1, 5
49	5475±140				海浜	美家庄		1
50	5460±110			+7~8	木片	江蘇省唯亭		4
51	5410±250			+5~6	貝殻堤	寧河毛毛匠		1
52	5410±250			+5	貝殻堤	天津市	10	5
53	5390±95			+2	隆起サンゴ礁	台湾省香子奥庚子		1
54	5370±150				カキ	如隰南南堡		1
55	5320±75				海浜	芦台開口		1
56	5280±100				カキ	寧河董庄子		1
57	5260±90			+2	隆起サンゴ礁	台湾省国姓浦		1
58	5180±190	CG135	2.5	+1.5	隆起コンゴ礁	海南島崖県	N18°13' E109°28'	3
59	5180±190			+1.5	隆起サンゴ礁	台湾省西沙石島		4
60	5140±45			+2	隆起サンゴ礁	台湾省西北部滂滂 庚子寮		1
61	5130±80	CG328	4~5		貝殻堤, 最も内陸側 の列	渤海湾西岸		7
62	5115±85	CG327	0.8~0.9		貝殻堤, 最も内陸側 の列	渤海湾西岸		7
63	5030±150		11.4~12.1	-5	潟湖泥炭, 海成層に おわれる	河北省高湾, 7-17-1 孔		1, 6
64	5000±185	CG145		-135	貝片まじりシルト	東シナ海(東海)	N27°30' E126°0'	3
65	4985±230				泥炭, 海成層にお われる	浙江省杭州西南皇天畝		1
66	4930±185	CG134	2.2	+1.8	隆起サンゴ礁	海南島崖県	N18°13' E109°28'	3
67	4856±200			+5	隆起サンゴ礁	台湾省西沙石島		4
68	4630±100			+4.2	貝殻堤	長江河口	24	5
69	4345±210	CG136	2.0	+2.0	隆起サンゴ礁	海南島崖県	N18°13' E109°28'	3
70	4270±(150)?			+10	貝殻堤	遼東半島弧山	1	4, 5
71	4200±145			+4	海浜砂堤	上海市	30	5
72	4185±80	CG326	0.4~0.6		貝殻堤, 最も内陸側 の列	渤海湾西岸		7
73	3950±70			+7.5	貝殻堤	天津市		1, 4
74	3750±190	CG137	1.0	+3.0	隆起サンゴ礁	海南島崖県		3, 4
75	3730±115			-4	貝殻堤	天津市	9	5
76	3630±190	CG133	0.1	+4	隆起サンゴ礁	海南島崖県		3, 4
77	3400±115			+4	貝殻堤	天津市	7	5, 6
78	2530±120			+2	貝殻堤	天津市	6	5

No.	年代 (y. B. P.)	コード No.	深 さ (m)	標 高 (m)	資料および堆積環境	地 名	第1図 中の Loc. No.	文献番号
79	2290±120	CG 50	5	+2	貝 殻 堤	天 津 市	8	5
80	2214±150			0	シルト層中の貝殻片	広東省文昌県烟墩	N19°25' E110°42'	3
81	2170±95	CG 139		+2~3	木 舟	福建省連江山堂村		4
82	2080±150			+5	砂層中のサンゴ片	広東省電白県青州島	N21°29' E111°28'	3
83	2054±110	CG 51	4	+1	砂層中のサンゴ片	広東省文昌県烟墩	N19°25' E110°42'	3
84	2030±150	CG 74	1.3~1.5		貝殻堤, 海から2列目	天津市, 南上沽林	N117°27' E38°7'	3
85	2030±100	CG 75	1	+0.5	貝 殻 堤	天 津 市		1, 3, 6
86	約 2000			+3.8	考 古 資 料 ?	長江河口の海浜砂堤	25	5
87	1800±?			+3	海 浜 砂 堤	上 海 市	26	5
88	1754±90			-3~-5	サ ン ゴ 礁	台湾省西沙石島		4
89	1460±90				貝殻堤, 海から2列目	天津市東郊白沙岭	N39°7' E117°28'	3, 6
90	1080±90			+3	貝殻堤	天津市		1, 3, 4

* 文献の番号の文献, 1: 耿 (1981), 2: 国家海洋局第一海洋研究所三室 (1979), 3: 国家地震局地質研究所¹⁴C 実験室 (1978), 4: 郭 (1979), 5: 王・汪 (1980), 6: 趙 松齡等 (1981), 7: 趙 希濤等 (1981), 8: 朱等 (1979).

期)を大理氷期と呼んでいる。ボーリング資料中の上位から2番目の海成層(耿, 1981の海相C層)は最終氷期中の亜間氷期に堆積したと考えられている。王・汪(1981)はこれを假輪虫(*Pseudorotalia*)海進と呼ぶことを提唱している。

陸上でのボーリング資料では, 趙等(1978)は天津付近において上位から2番目の海成層中に地磁気 excursion を認め, これを Laschamp event (かれらは 2.0~3.0 万年前と解釈している)に対比した。また, この海成層直下の泥炭層の¹⁴C年代は>32,000 y.B.P.である(表1の No. 5)。王・汪(1980)は山東省東營において海成層中から 24,400±1,100 y.B.P. という¹⁴C年代(資料産出高度 -5m)を得ている(表1の No. 9)。耿(1981)は山東省青島付近に分布する高度 6~10 m の砂礫まじり黒色シルトからなる堆積段丘をこの時期の海成段丘と考えている。海底からの年代資料としては表1の Nos. 7, 8, 12 がある。

以上の資料から王・汪(1980)と耿(1981)は異なる解釈を行っている。王・汪(1980)は假輪虫海進が遅くとも4万年前に始まり, ほぼ3.8万年前⁹⁾に一度ピークに達し, 2.6万年前の小海退をはさみ2.4万年前に再び海進があったと考えている(図2D)。耿(1981)はほぼ同じ資料に基づき假輪虫海進が4万年前に始まり3万

年前にピークに達し, 2.3~2.4 万年前から海退が始まったと考えている。

このような解釈の違いが生じた原因としては, 両者が各地の地殻変動をどのように評価しているかということ, 諸外国のどの研究に賛同しているかということが考えられる。たとえば, 耿(1981)は岡(1970)の伊丹海進の考えに同調しているようである。

(4) 最終氷期の最低海水準

假輪虫海進の後, 海水準は低下していった。それは表1の Nos. 10~16 の年代資料で示される。最低海水準を示す資料は朱等(1979)が行った海底ボーリングのコア中に含まれる貝化石で, ¹⁴C年代は 14,780±700 (水深 154.7 m の海底から 70~145 cm の深さ)である(図1の Loc. 15, 表1の No. 16)。Loc. 15 の堆積物には多量のカキ・フジツボの破片と少量の完全な型のハマグリが含まれ, 有孔虫は海浜・底棲のものである(朱等, 1979)。耿(1981)は東シナ海(東海)大陸棚上に -65~-75 m・-100~-120 m および -140~-160 m の平坦面を報告している。そして, 尖閣諸島魚釣島(中国では釣魚島)付近の -160 m の平坦面上には「残積風化粘土」が存在すると述べている。

以上に基づいて, 王・汪(1980)は最終氷期の最低海

4) 王・汪(1980)の図2中に「~38,000年(-45m, 海浜~浅海)」と示されている(本論文中的表1の No. 1)。しかし, 具体的な記述はない。

水準を -155 m 、その年代を1.5万年前と推定している。国家海洋局第一海洋研究所三室(1979)、朱等(1979)および耿(1981)もほぼ同様の意見である⁵⁾。王・汪(1980)や耿(1981)は当時の海岸線を復元している(図1)。耿(1981)によれば当時の長江は浙江省・福建省に沿って大陸棚上を南下し、尖閣諸島の魚釣島と赤尾嶼の間にある峡谷を通して沖繩舟状海盆の海域へ注いでいた。また、黄河は渤海で遼河を合わせ朝鮮半島に沿って南下し、済州海峡をめぐった後南東へ方向を変え、古東海へ流れ込んでいた⁶⁾。

(5) 後氷期の海進

王・汪(1980)は後氷期の海進を巻転虫(*Ammonia*)海進と呼ぶことを提唱している。長江や黄河の河口付近の沖積平野における最上位の海成層(耿, 1981の海相A層)は巻転虫海進によって堆積したと考えられている。天津付近での海成層の頂面高度は0 m前後で、海成層の層厚は $3.1\sim 13.6\text{ m}$ ⁷⁾である(趙等, 1979)。王・汪(1980)によれば後氷期の海進は1.5万年前に始まり、海面上昇速度は非常に速く1.2万年前には -110 m となった(図2)。海面はここで一時停滞し貝殻堤を成した(表1のNo. 18)。1.0~1.1万年前には海水準 -60 m となり海浜砂堤を形成した(表1のNo. 23)。海水は当時の長江の谷をさかのぼり杭州湾・上海・南通一帯へ侵入し、黄河の谷に沿っても海水がさかのぼり渤海盆地へ侵入した(図1)。

耿(1981)は1.2万年前の海水準を表1のNos. 21, 22の資料から $-56\sim -61\text{ m}$ と考えており、彼が示した1.2万年前の海岸線は王・汪(1980)の1.2万年前の海岸線とは大きくちがいが、かえって1.0万年前の海岸線とはほぼ一致している(図1)。両者の相違は用いた ^{14}C 年代資料の違いによるものとみられる。

さて、沖積平野上には3~4列の貝殻堤や海浜砂堤が発達しており、旧汀線の位置を示している⁸⁾。各地の貝殻堤や海浜砂堤からはさまざまな年代が報告されている(表1のNos. 40・42~44・47・48・51・52・61・62・68・70・72・73・75・77~79・84~87・89・90)。最も古い ^{14}C 年代は $6,620\pm 300\text{ y.B.P.}$ であり、新しいものは考古学資料に基づく500~600年前(趙等, 1978)である。図1に示された6,000年前の海岸線はボーリング

資料の海成層分布範囲と最も内陸側の砂堆列から復元されている(王・汪, 1980)。後氷期における最高海水準を示す地層、貝殻・サンゴなどの ^{14}C 年代のほとんどは5,000~6,000年前である。

例外としては、海南島の隆起サンゴ礁(+4 m)で測定された ^{14}C 年代がある(国家地震局地質研究所 ^{14}C 実験室, 1978)。これは深さ2.5 mのものが $3,180\pm 190\text{ y.B.P.}$ 、深さ10 cmのものが $3,630\pm 190\text{ y.B.P.}$ と上位のものほど新しい年代を示す(表1のNos. 59・64・69・74・76)。また、耿(1981)は天津と杭州付近において海成層におおわれる陸成層から5000年前後の ^{14}C 年代を報告している(表1のNos. 63・65)。

それでも、中国における最高海水準の年代については5,000~6,000年前とする意見が多数を占めている。しかし、その高さとなると $+5\sim +7\text{ m}$ (郭, 1979)、 $+3\sim +4\text{ m}$ (王・汪, 1980)、 $+2\sim +4\text{ m}$ (耿, 1981)などさまざまな意見がある。また、国家海洋局第一海洋研究所三室(1978)と耿(1981)は2,000年前頃に数mの小海退を考えている。王・汪(1980)は600年前と200年前に数mの小海退を考えている。

(6) ま と め

王・汪(1980)は上記の資料に基づいて図2の海面変化曲線を描いたが、その際各地の地盤運動を次のように推定し海水準の補正を行っている。まず、地層堆積速度から天津は 0.5 mm/年 、黄河河口・遼河河口・江蘇省沿岸および長江河口は 1 mm/年 の沈降速度を推定した。黄海と東シナ海(東海)の大陸棚は構造運動上の特徴が長江河口とほぼ同じなので、 1 mm/年 の沈降速度を推定した。山東半島と遼東半島は水準測量の結果と5,000~6,000年前の海成段丘の高度から、 3 mm/年 の隆起速度を推定した。図2Dの曲線は地殻変動を補正して得られたものである。

最終間氷期以後の植生や気候の変遷は本紹介の主題でないが、次のことを記しておく。

王・汪(1980)は最終間氷期以後の中国東部各地の動物化石、花粉帯などについて詳細な編年表を掲げ(これには表1以外の陸上の ^{14}C 年代値も多い)、また、図2A・B・Cにあげた気温・海水温変化曲線を編集している。耿(1981)も最終間氷期以後の気候変化について述

5) 郭(1979)は最低海水準を -110 m と考えた。しかし、郭論文受理後に朱等(1979)が $14,780\pm 700\text{ y.B.P.}$ (-155 m)を報告している。

6) この黄河の流程はKAIZUKA(1980)が古地理図に示したものと同一である。

7) 趙等(1979)の地質断面から推定するといわれる沖積層の厚さは最大25 mである。

8) 中国では貝殻堤を現在の海岸側から順に第一道~第四道というように呼んでいる。

べ、郭 (1979), 王・汪 (1980) と同様に海面変化が主に氷河性海面変化であるとしている。

図2 A・B には完新世の気温変化曲線が華北平原と上海・浙江省北部について描かれており, 5,000~6,000 年前の高温を示している。それと似て, 国家海洋局第一海洋研究所三室 (1978) も黄海海底の花粉分析の結果に基づき, 5,000~6,000 年前の年平均気温を現在よりも 3°C 高かったと推定している。

謝辞

中国語で書かれた原論文を訳読していただいた柳田鉄雄氏, 製図をしていただいた清水長正氏と秋山浩文氏に感謝いたします。

引用文献

- 耿 秀山 (1981) 中国東部晚更新世以来の海水進退. 海洋学報, **3**, p. 114—130.
- 国家地震局地質研究所 C^{14} 実験室 (1978) 天然放射性炭素年代測定(二). 地質科学, **1978**, p. 383—387.
- 国家海洋局第一海洋研究所三室 (1979) 黄海晚更新世末期以来古地理環境の演変. 科学通報, **1979**, p. 557—561.
- 郭 旭東 (1979) 晚更新世以来中国海平面的变化. 地質科学, **1979**, p. 330—341.
- KAIZUKA, S. (1980) Late Cenozoic Palaeogeography of Japan. *Geojournal*, **4**, p. 101—109.
- 岡 義記 (1970) Late Pleistocene の海面変化に関する諸問題. 地理科学, **14**, p. 11—21.
- 王 靖泰・汪 品先 (1980) 中国東部晚更新世以来海面升降与氣候变化的關係. 地理学報, **35**, p. 299—311.
- 趙 松齡・楊 光復・蒼 樹溪・張 宏才・黃 慶福・夏 東興・王 永吉・劉 成福 (1978) 閩干渤海湾西岸海相地層与 海岸綫問題. 海洋与湖沼, **9**, p. 15—25.
- 趙 希濤・張 景文 (1981) 渤海湾西岸第四道堤存在和年代的新証拠. 地質科学, **1981**, p. 29.
- 朱 永其・李 承伊・曾 成開・李 伯根 (1979) 閩干東海大陸架晚更新世最低海面. 科学通報, **1979**, p. 317—320.