

琵琶湖の「景観」変化の原因と速度について： NEOMAP琵琶湖WGでの分担研究

首都大学東京 大学院都市環境科学研究科 地理環境科学専攻

福澤 仁之

興味をもつ内容：

プロローグ：自己紹介と専門

- 1 . 2020年問題：NEOMAPは社会に何をアピールすべきか？
- 2 . 三方湖・琵琶湖周辺の自然景観変化と人間活動：水田景観と漁撈、自然環境変動速度との関係、荒廃景観の存否
- 3 . 山の景観の変化：山岳信仰の開始
- 4 . 長江中・下流域の自然景観変化
- 5 . イースター島・濟州島の自然景観変化
(現代化を経験した社会とそうでない社会)

自己紹介：地球科学出身、地理学出身ではない。
本来は海洋学・古海洋学。
東京への赴任以降、湖沼学・地球環境変遷学
(環境考古学ではない)



Research Group for Sedimentology in East Asia, Department of Geography, Tokyo Metropolitan Univ.

Index Map of Sampling Sites for Loess-paleosols, Lake and Deep-Sea Sediments in East Asia

琵琶湖周辺の自然景観変化と人間活動：

- ・水田景観と漁撈
 - ・自然環境変動速度との関係
 - ・荒廃景観の存否は？
 - ・水田農業と畑作農業の違いとメタン発生
-
- ・諏訪湖の景観との比較を試みて、荒廃景観の存否を明らかにする。

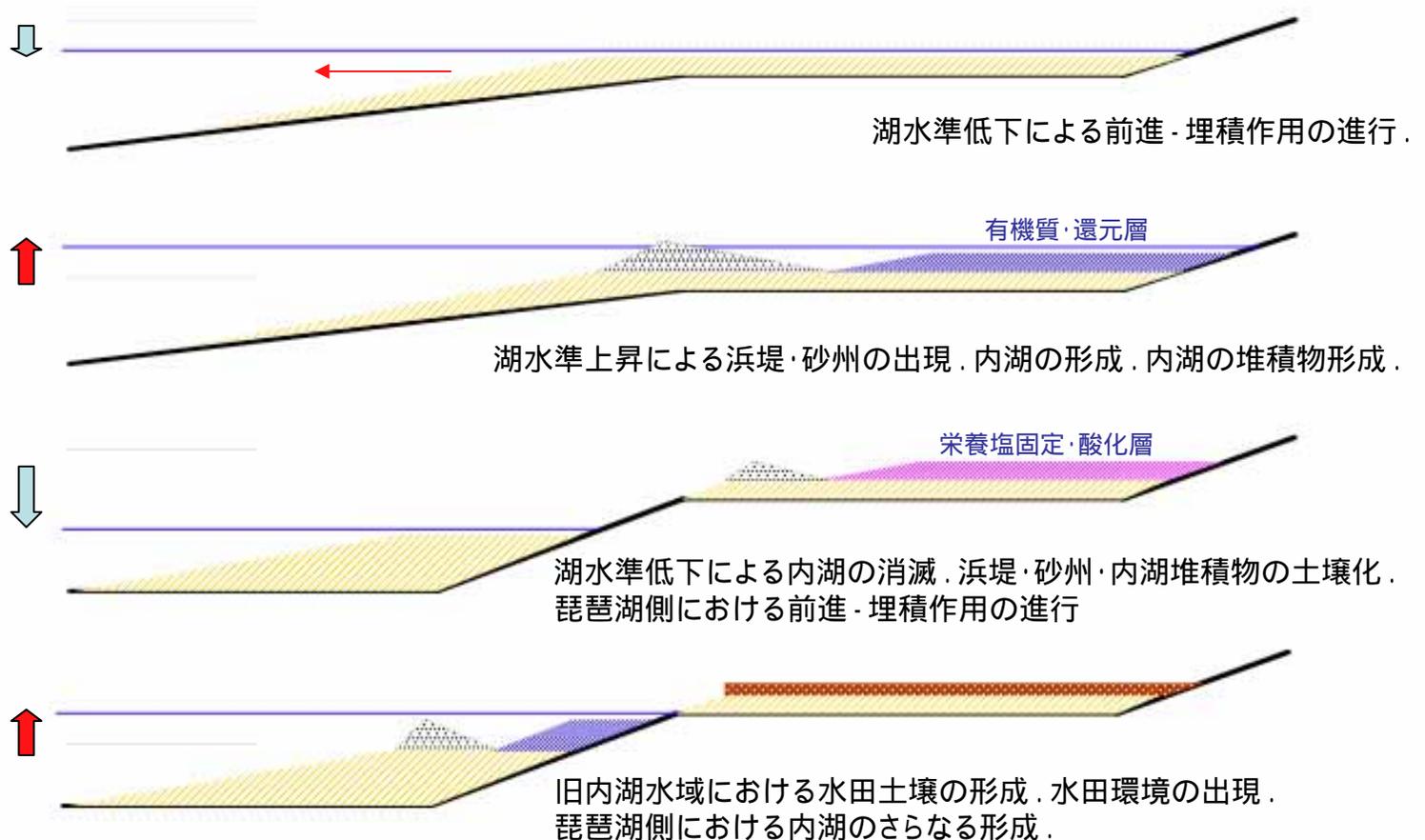
堆積物コア(BIW95-4)分析による琵琶湖の完新世の湖水準変動と景観：内湖・水田環境の成因との関係

福澤仁之

首都大学東京 大学院都市環境科学研究科 地理環境科学専攻

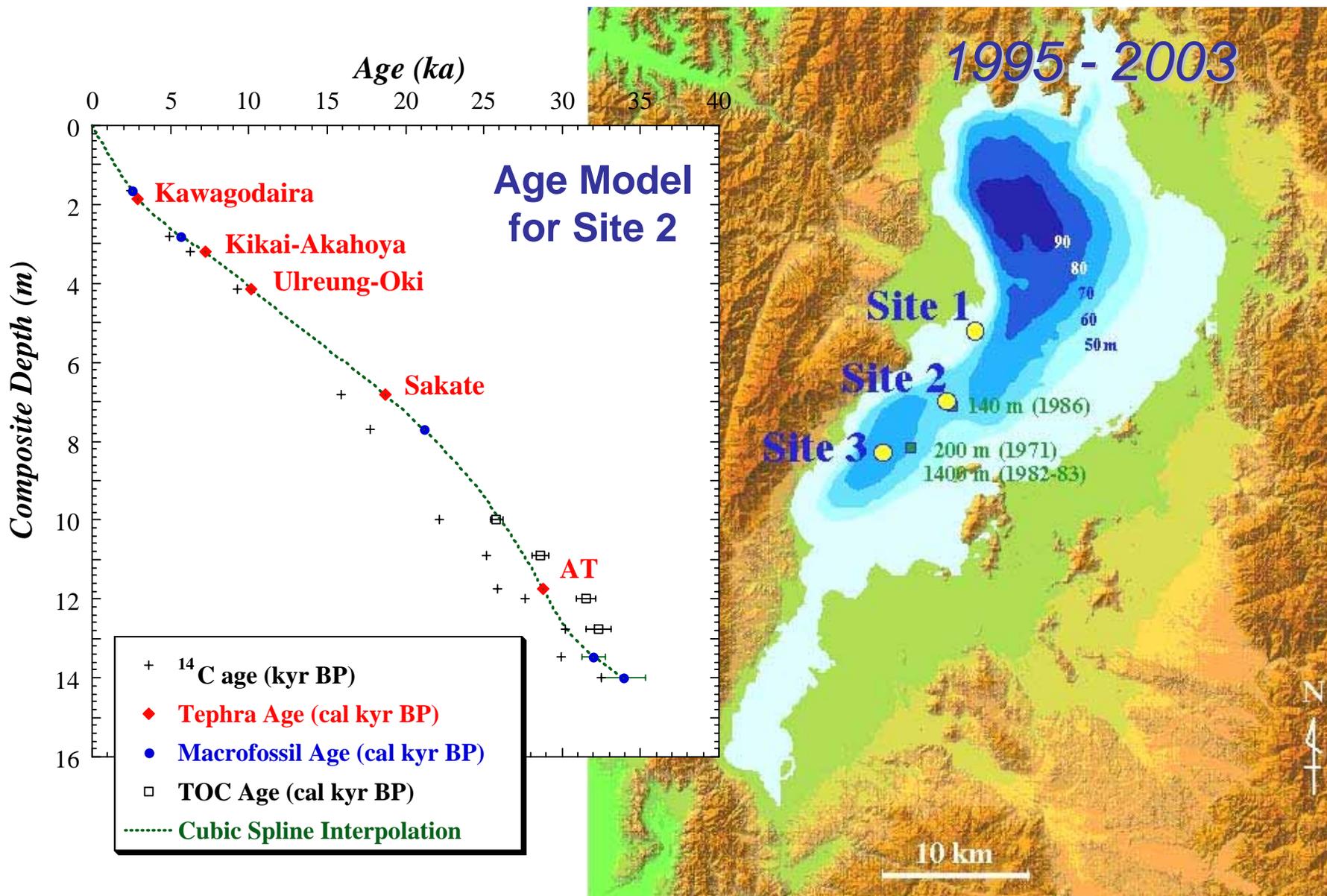
- 1．琵琶湖の湖水準変動による内湖の形成と水田環境の復元（試論）
- 2．琵琶湖コア（BIW95-4）の環境磁気変動と湖水準変動
- 3．完新世の気候変動パターンと琵琶湖
- 4．完新世における内湖と水田の成立：試論
- 5．諏訪湖の完新世湖水準変動と遺跡の分布：諏訪湖コア（SUW97-1, -2, -3）の検討

1. 琵琶湖の湖水準変動による内湖形成と水田環境の出現 (試論)



- 琵琶湖における6,000年前以降の湖水準は上昇・低下を繰り返しながら、次第に低下してきた。これによって、内湖の形成・消滅も繰り返され、水域は縮小した。内湖には、豊富な動植物相によって有機質・還元層が形成されたが、湖水準低下によって酸化分解され、水田稲作に適した栄養塩が固定された酸化層が形成された。現在の水田は魚が産卵・繁殖場所としての「内湖」域そのものである。

2. 琵琶湖コア(BIW95-4)の環境磁気変動と湖水準変動

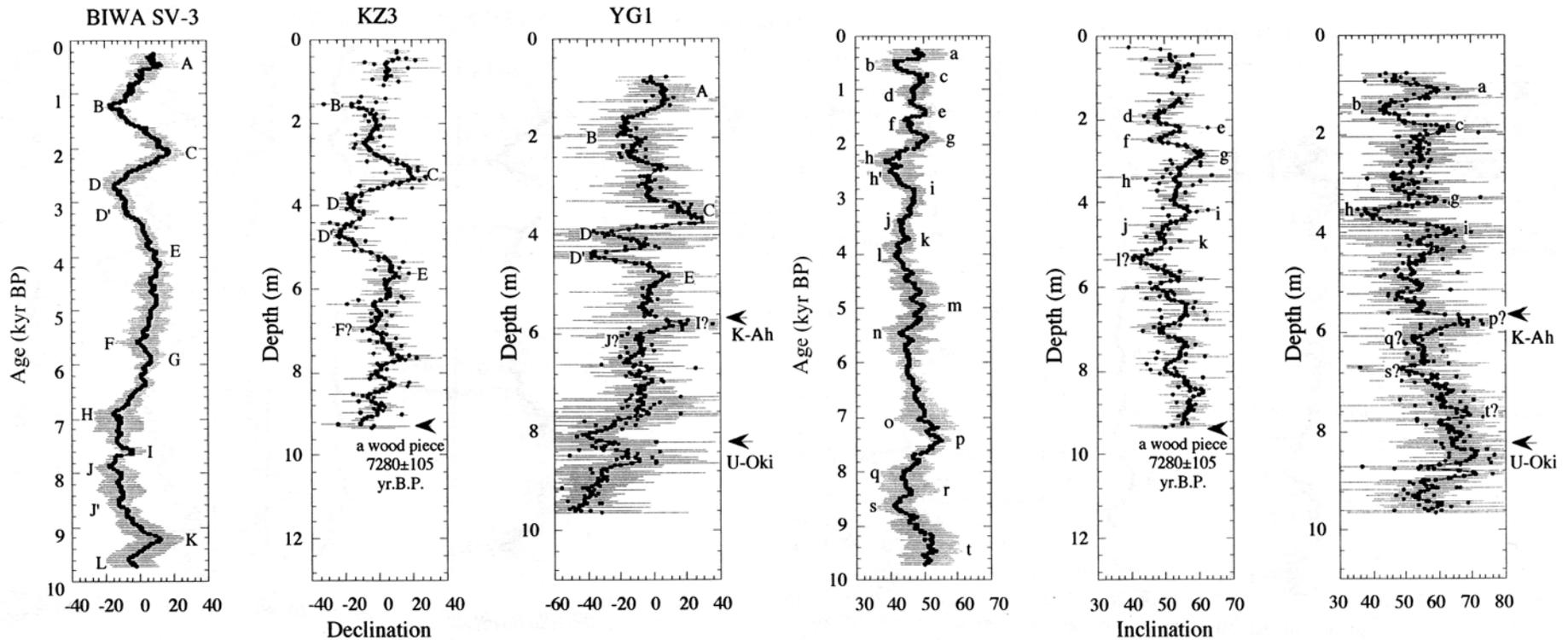


琵琶湖コアBIW95-4の年代モデル

Sample Depth (m)	Sample description	Method	¹⁴ C age (yr.B.P.)	Calender age (cal yr B.P.)
1.643	Leaf	AMS	2,431 ± 55	2,450
1.851	Ash(Kg)	-	-	3,000
1.803	Leaf	AMS	4,910 ± 60	5,650
3.183	Ash(K-Ah)	-	-	7,300
4.117	Ash(U-Oki)	-	-	10,750
6.823	Ash(Sakate)	-	-	15,420
7.703	Leaf	AMS	17,770 ± 75	20,550
9.943-9.993	TOC	AMS	22,200 ± 200	24,920
10.873-10.923	TOC	AMS	25,100 ± 250	27,810
11.973-12.023	TOC	AMS	27,670 ± 400	31,200
13.463	Leaf	AMS	29,900 ± 450	32,200
14.003	Leaf	AMS	32,500 ± 700	33,930

Yamada and Fukusawa (1999)

琵琶湖コアによる古地磁気永年変化 (Ali et al., 1999)

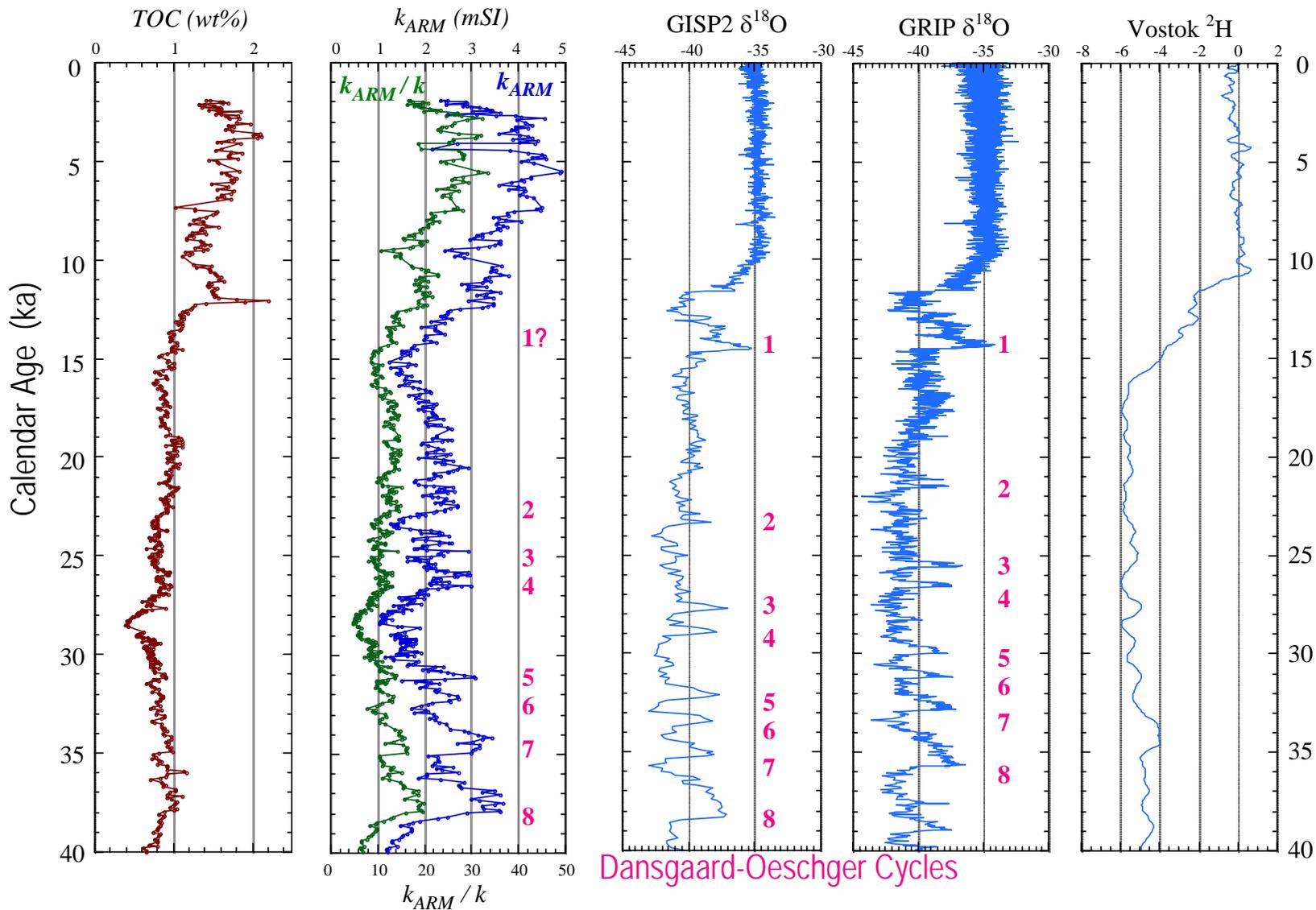


Comparison of the Lake Biwa record (BIWA SV-3) with the records from Lake Kizaki, KZ3 (Horie *et al.* 1980) and from Lake Yogo, YG1 (Hyodo *et al.* 1993) used in the construction of composite SVJ1. Grey dots show original data, and black dots filtered results in KZ3 and YG1.

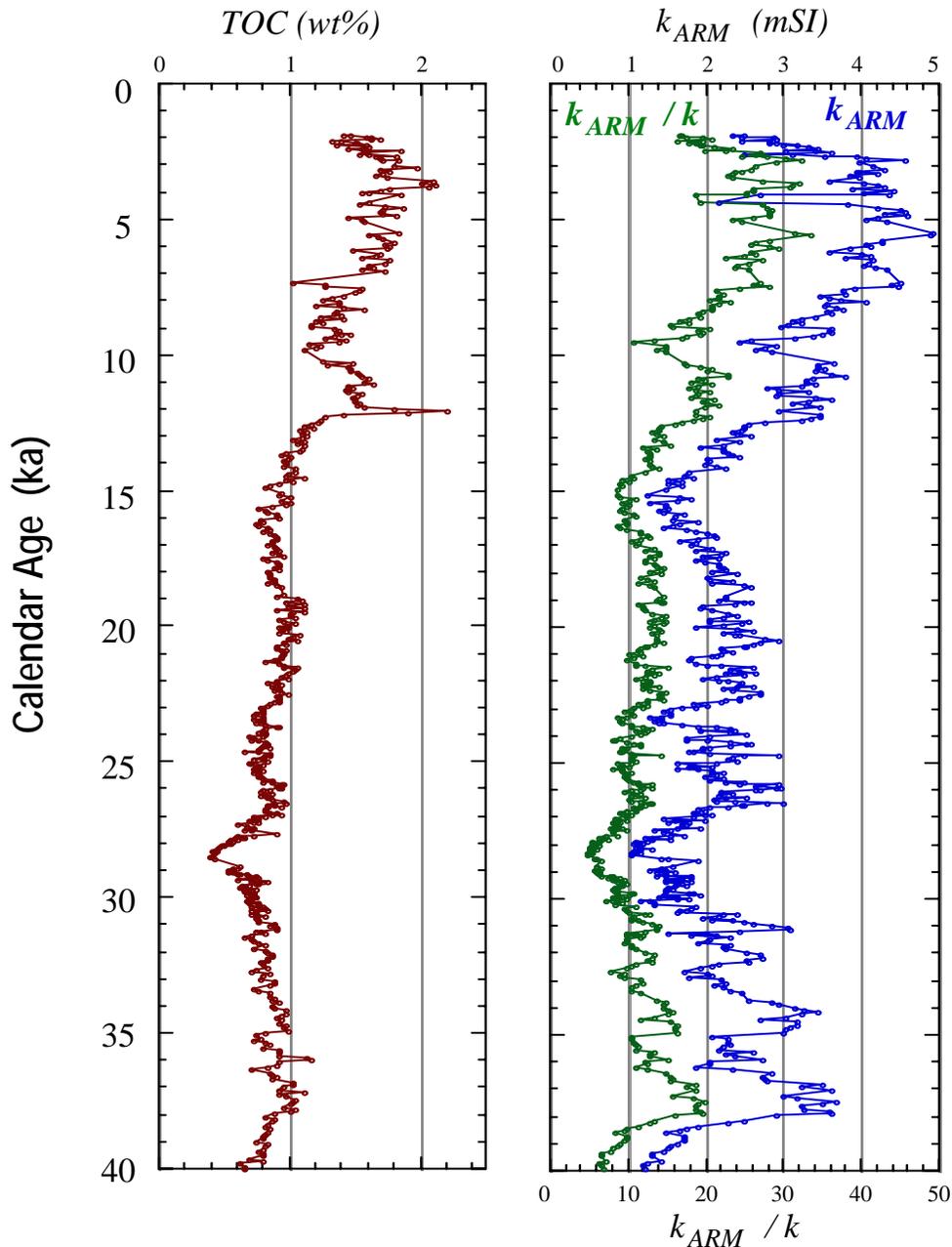
Environmental Magnetic Record

Lake Biwa

Greenland and Antarctic Ice Cores



Lake Biwa



Grain-size coarsening and organic carbon decreasing events by onset of lake-level falling

2,500 yrs.BP

3,500 yrs.BP

5,000 yrs.BP

6,500 yrs.BP

9,000 yrs.BP

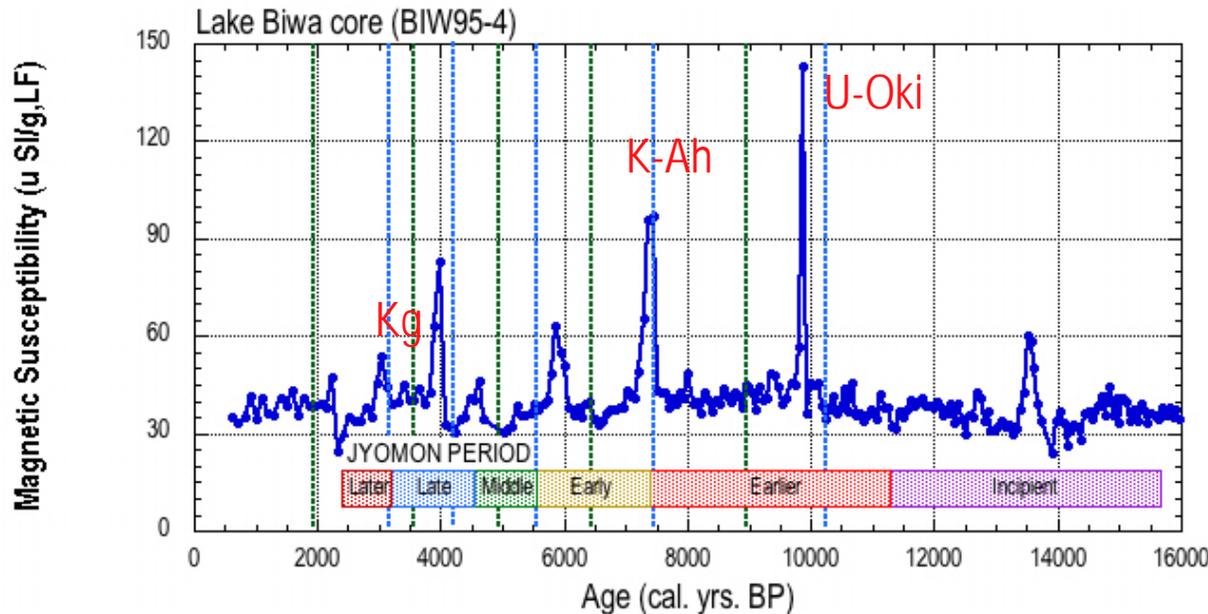
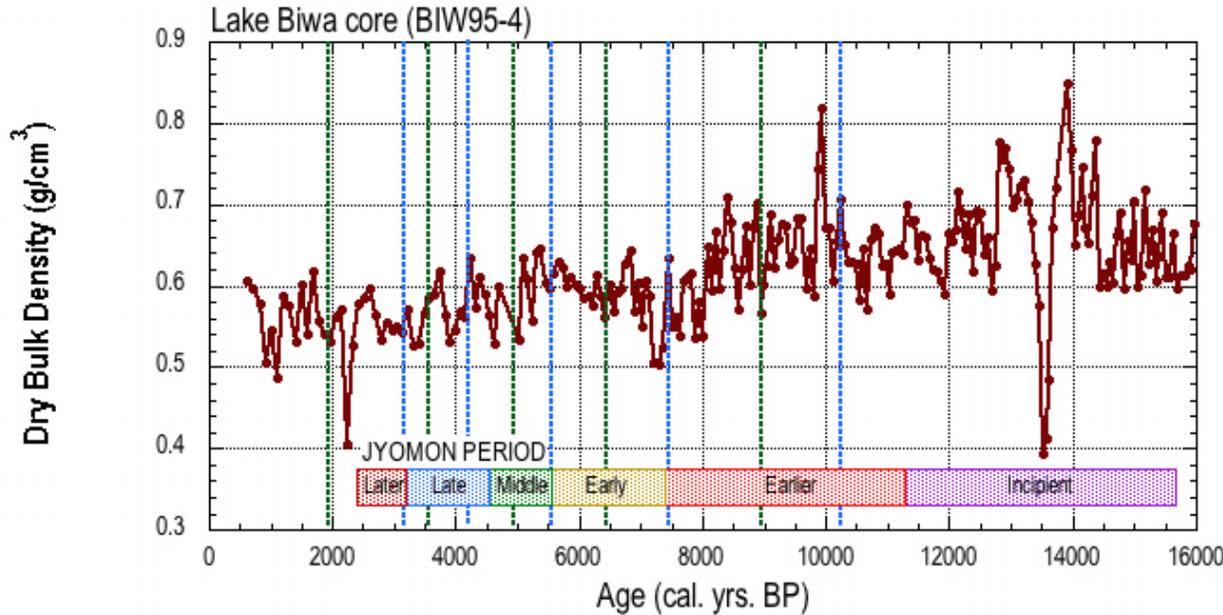
Lake-level changes of Lake Biwa during last 40ka

- 湖水準の上昇は、11,250年前、7,500年前、5,500年前、4,200年前、3,500年前に開始された。
- 湖水準の低下は9,000年前、6,500年前、5,000年前、3,500年前、2,500年前に開始された。

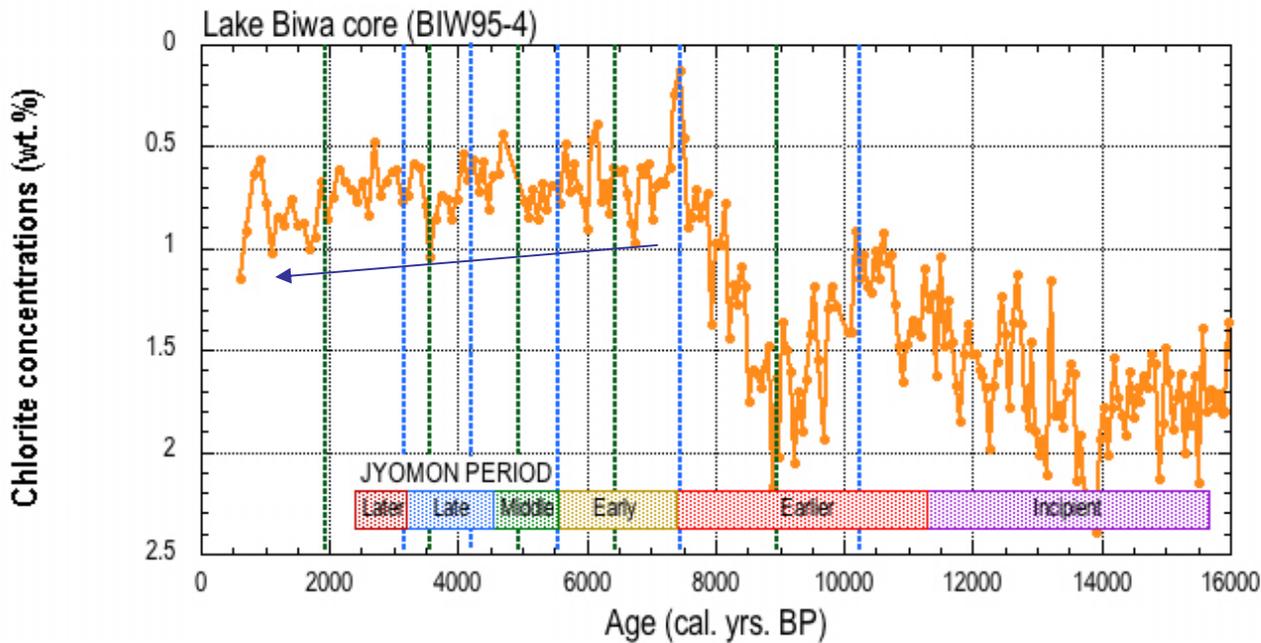
Hayashida (2005)

Yamada and Fukusawa (1999)

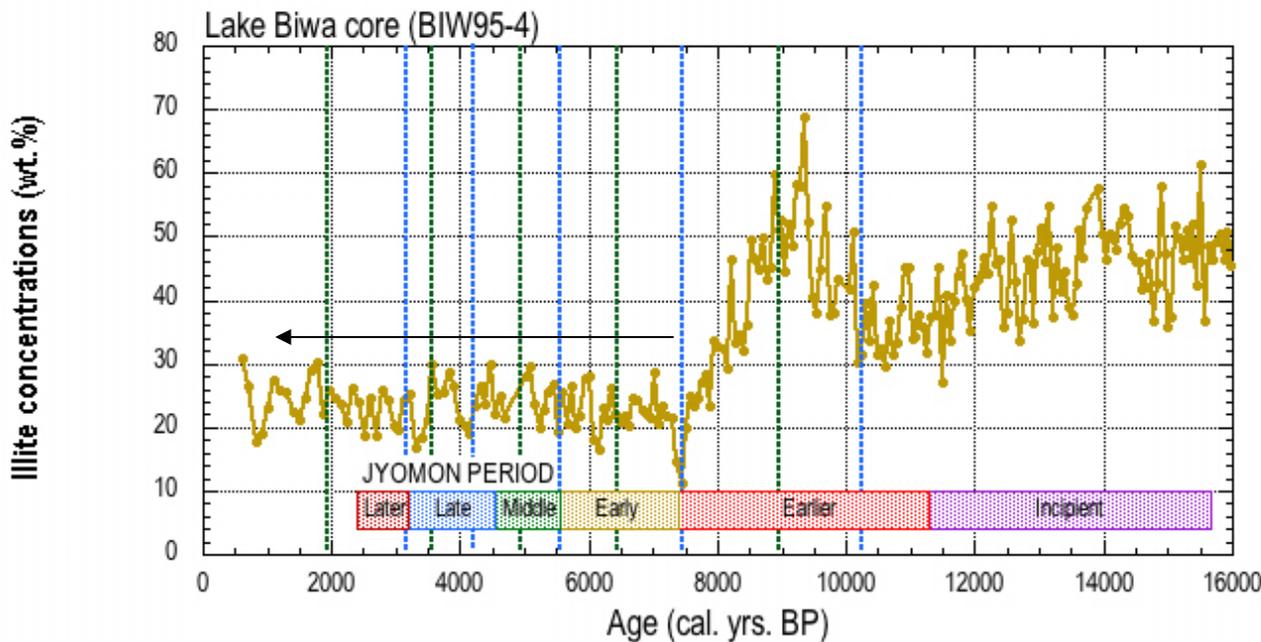
琵琶湖コア (BIW95-4)の物性と 初磁化率



- コアの乾燥容積密度から、より小さな値を示すスパイクは、火山灰層あるいは火山ガラスが多い層と判断される。密度は上位にいくに従って、次第に減少する。正常に圧密作用が進行して、欠落のない連続した堆積物と判断される。
- 初磁化率から、Kg、K-Ah、U-Oki、Sakateの火山灰層が確認できる。

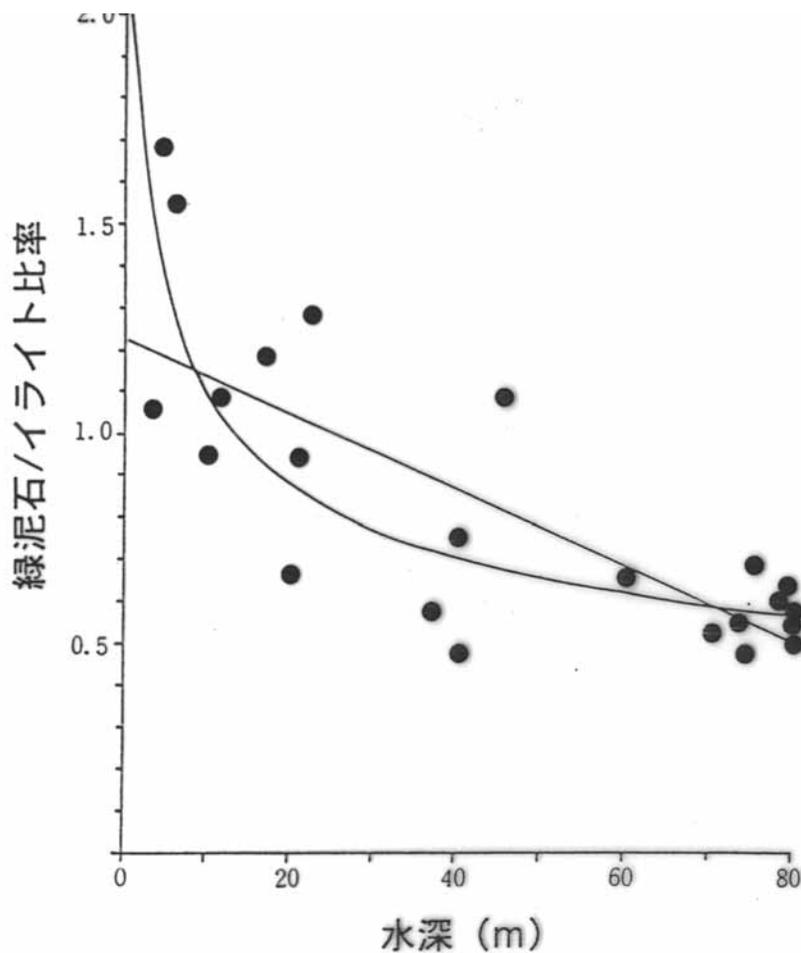
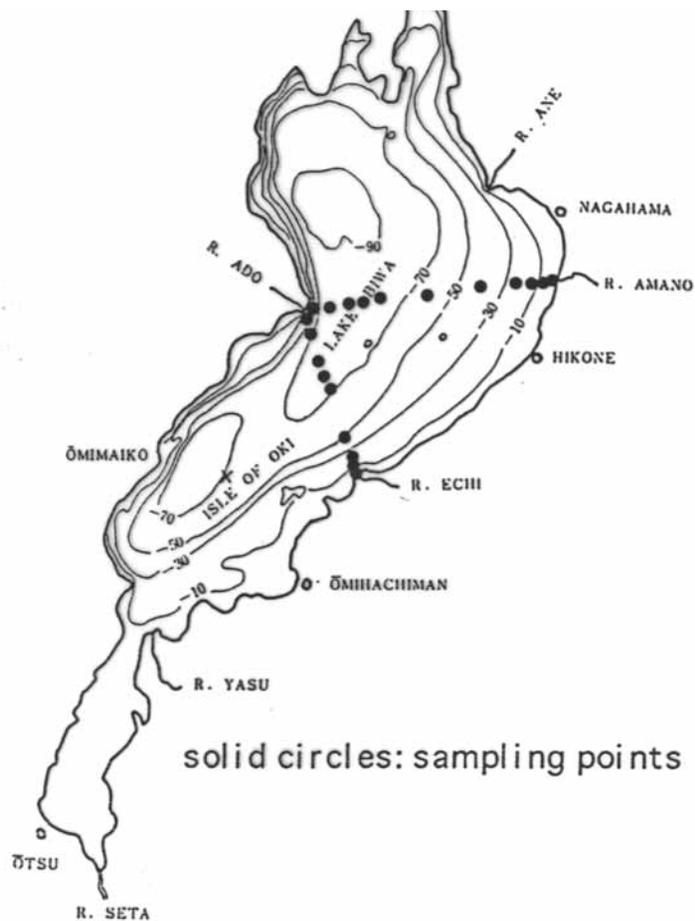


琵琶湖コア (BIW95-4)における緑泥石とイライトの含有量変化



- 緑泥石は8,000年前以降に、次第に増加している。
- 中国大陸起源の風成塵主要鉱物であるイライトは8,000年前以降ほとんど変化しない。

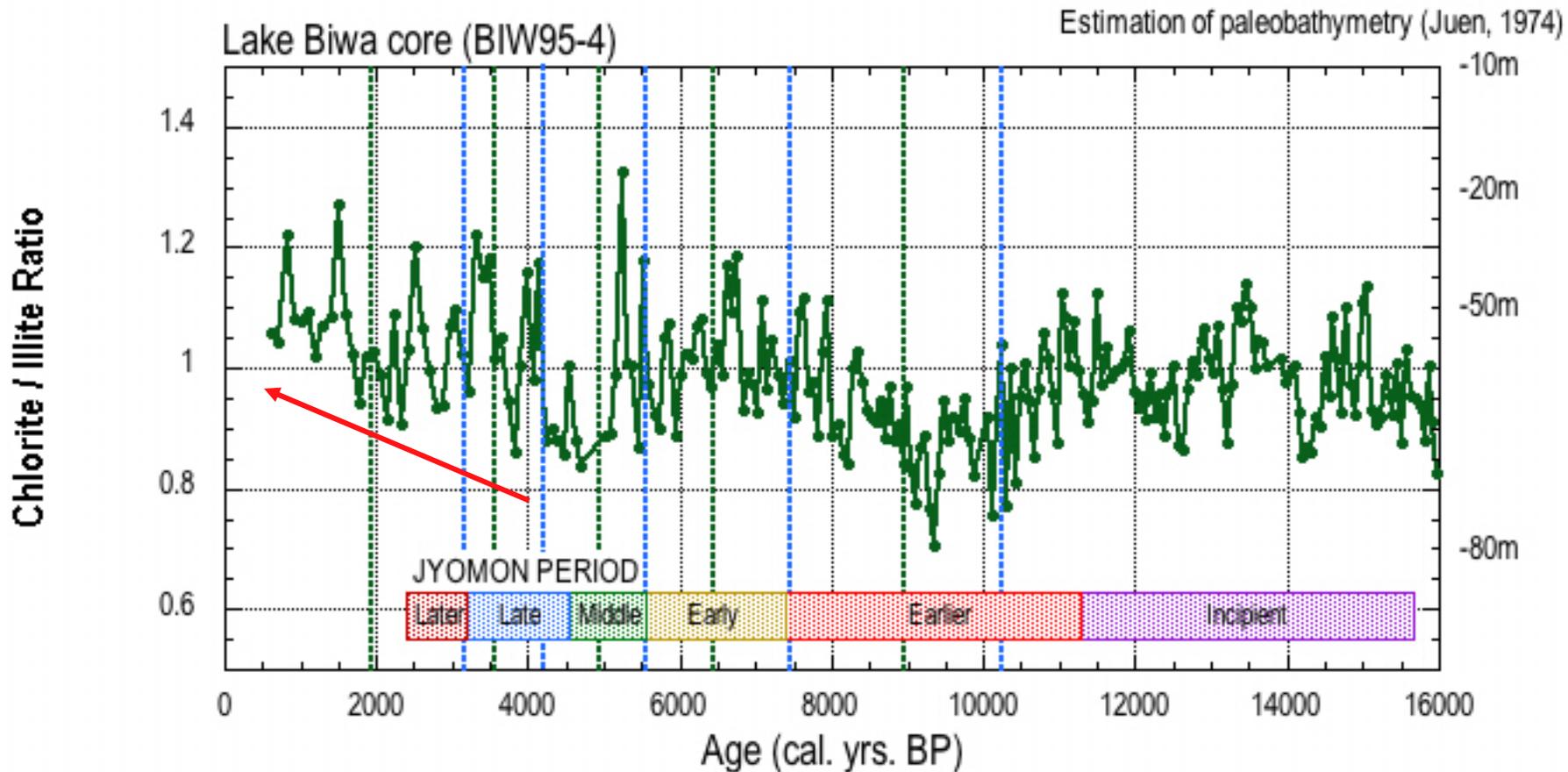
琵琶湖の湖底表層堆積物の緑泥石/イライト比率 (Juen, 1974)



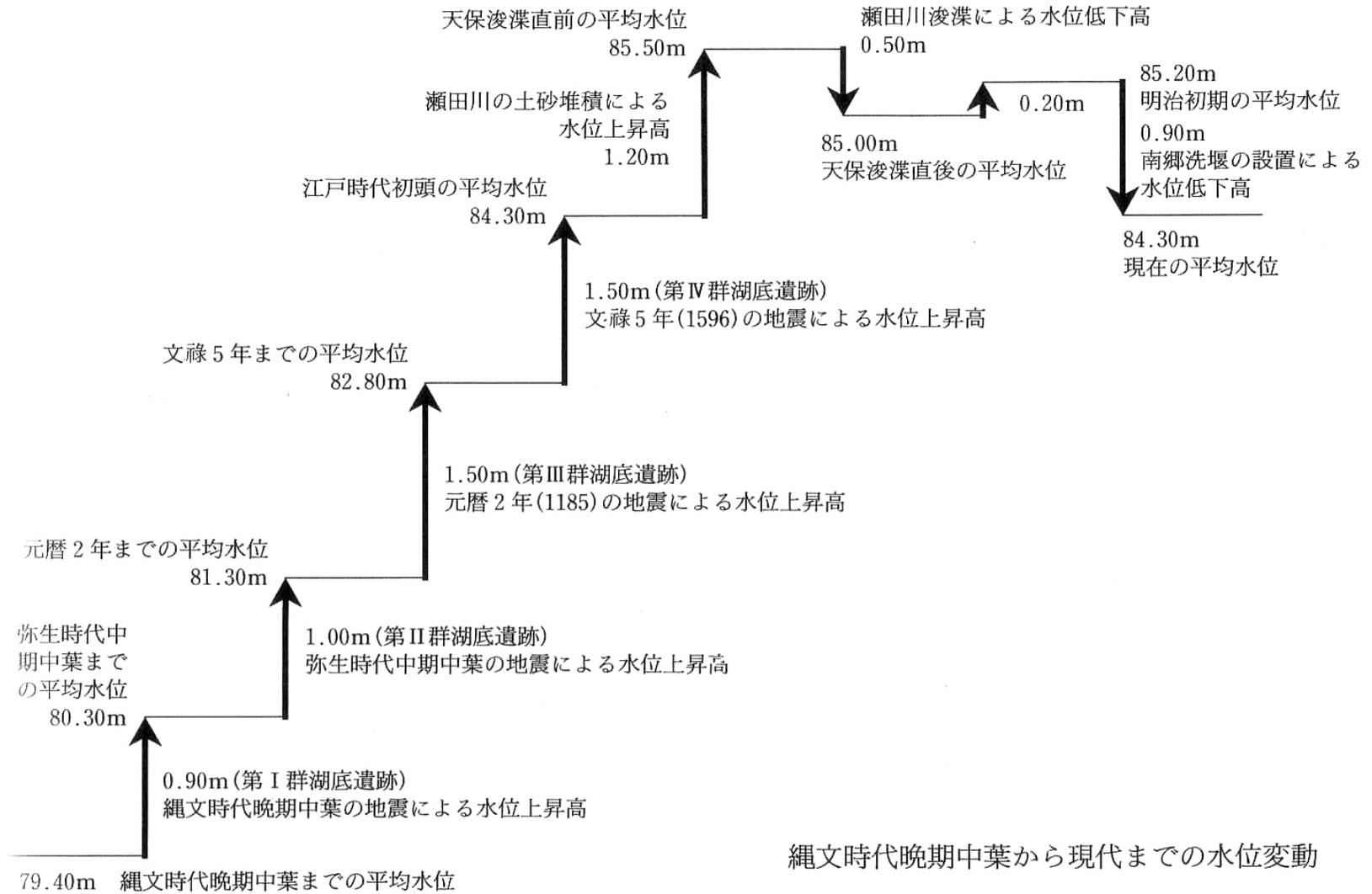
$$\text{緑泥石/イライト} = -0.009 \times \text{水深} + 1.227$$

$$\text{緑泥石/イライト} = 2.201 \times (\text{水深})^{-0.3072} \quad (R^2=0.75)$$

琵琶湖コア(BIW95-4)における緑泥石/イライト比率の変化



- 縄文早期および中期には、琵琶湖の湖面は低下していた。10,000年前までは、湖面変動は1,500年周期で変動している。ダンスガード = オシュガー・サイクルの影響を受けている。
- 6,000年前以降に湖面変動の振幅が大きくなり、現在まで次第に低下している。



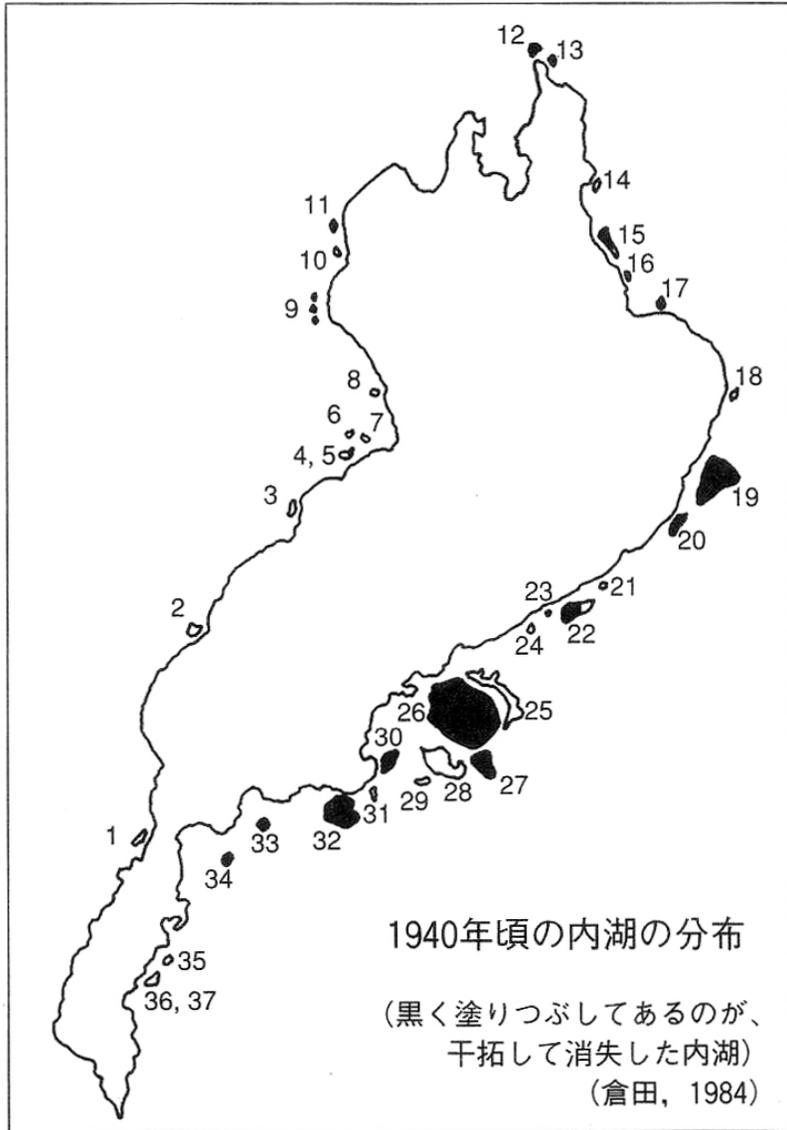


表 2-3-2 1940年頃の内湖および現在の内湖(琵琶湖干拓史編纂事務局, 1970、および滋賀県資料等にもとづき作成)
現在の面積が1940年頃当時より増大したり、一部埋め立て、干拓されたにも関わらず減少していない内湖があるが、これは一部陸地面積が含まれているため、実際の水面の面積は当時より狭くなっている。

No.*	名称	干拓	一部干拓	残存内湖	面積(1940年頃) ha	面積(現在) ha
1	堅田内湖			●	7.9	7.9
2	小松沼(近江舞子沼)			●	7.8	7.8
3	乙女ヶ池			●	8.9	8.9
4	松の木内湖			●	?	19.9
5	四津川内湖	●			19.9	-
6	五反田沼			●	1.2	1.2
7	十ヶ坪沼(エカイ沼)			●	2.0	2.0
8	菅沼			●	2.8	2.8
9	今津沼	●			?	-
10	浜分沼			●	5.4	5.4
11	貫川内湖(南・北)**	●		△	16.0	5.4
12	塩津内湖	●			16.8	-
13	(塩津) 娑婆内湖	●			16.4	-
14	(湖北) 野田沼			●	6.2	8.6
15	早崎内湖	●			91.9	-
16	南浦内湖		●	●	6.5	6.5
17	大郷内湖	●			13.9	-
18	浜須賀沼	●			2.4	-
19	入江内湖→蓮池(残存内湖名)			●	305.4	2.0
20	松原内湖	●			73.3	-
21	(彦根) 野田沼			●	15.0	8.4
22	曾根沼		●	●	87.0	21.6
23	今川沼	●			1.0	-
24-1	神上沼			●	3.6	3.6
24-2	古矢場沼			●	3.6	3.6
25	伊庭内湖(東部承水溝)			●	49.0	49.0
26	大中の湖	●			1145.0	-
27	小中の湖	●			342.1	-
28	西の湖			●	221.9	221.9****
29	北の庄沢			●	15.8	15.8
30	津田内湖	●			119.0	-
31	北沢沼			●	4.9	4.9
32	水荃内湖	●			201.3	1.0未滿
33	野田沼(野洲市)	●			39.5	-
34	繁昌池	●			33.8	-
35	志那中内湖			●	2.5	2.5
36	柳平湖			●	?	5.7
37	平湖			●	13.4	13.4
	計***	15	2	23	2903.1	428.8

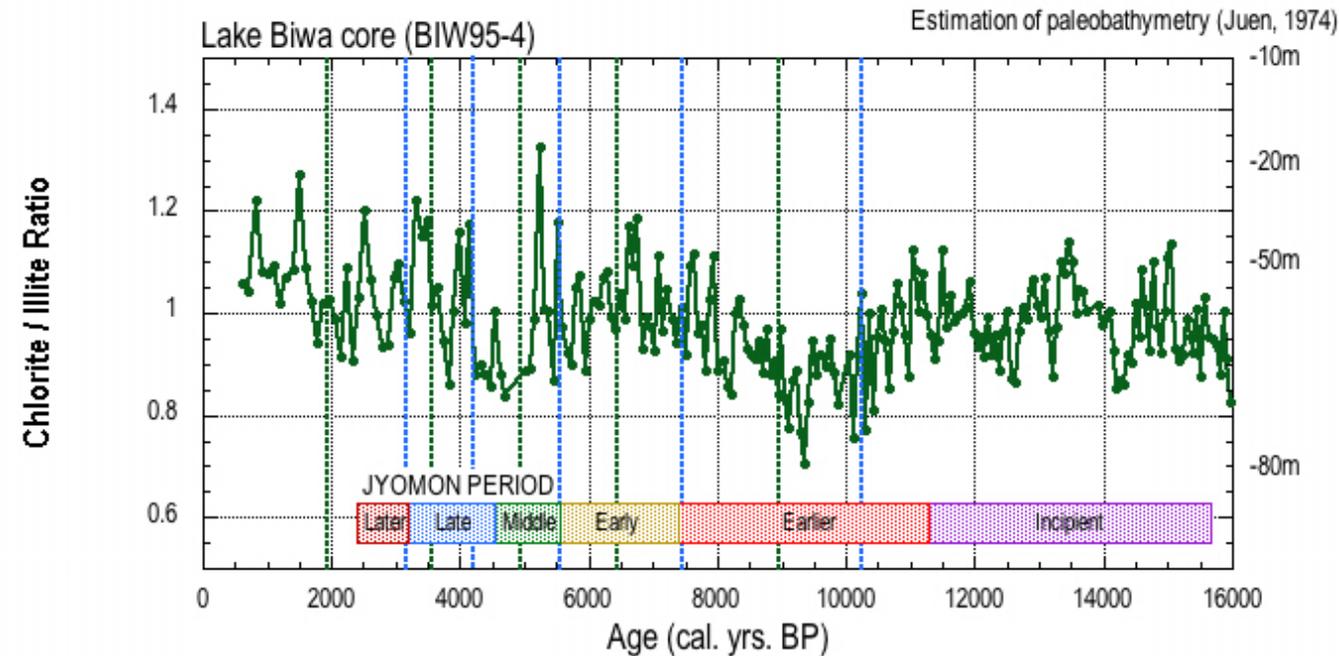
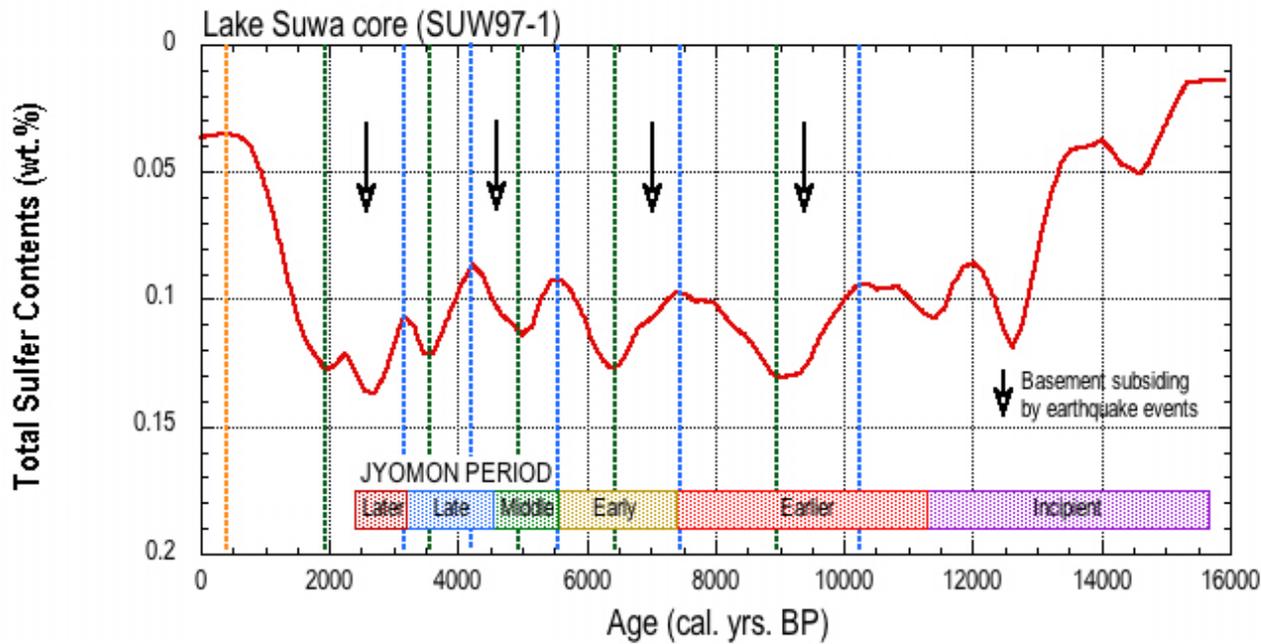
* 数字は図2-2-1、図2-3-4と対応。

** 貫川内湖は1951年にいったん干拓された後、1980年代に再び内湖に復元された。

*** 滋賀県琵琶湖環境部水政課(2000)によると、1940年頃の面積は2902ha、1995年の面積は425ha(図2-3-3参照)。

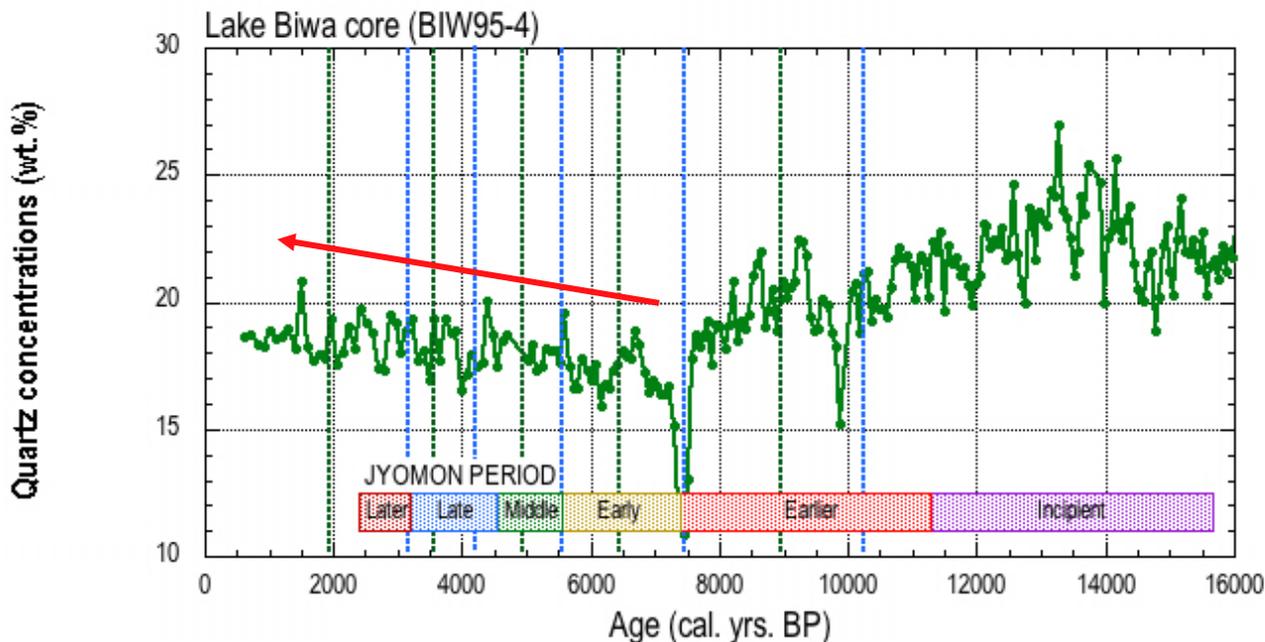
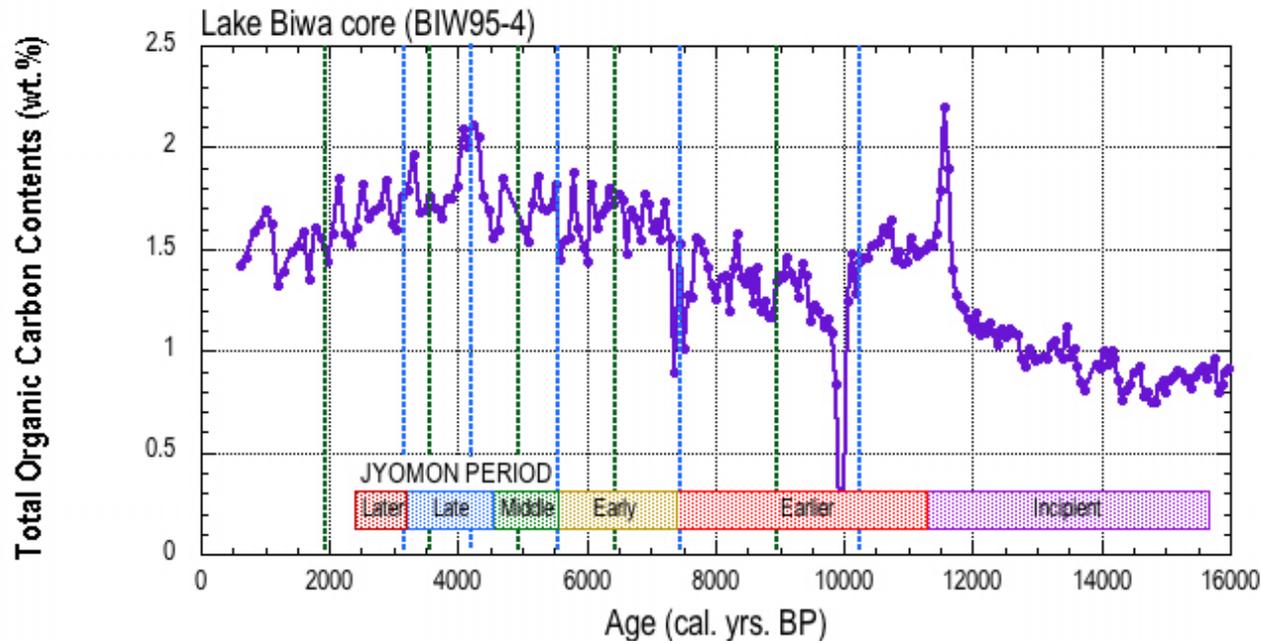
**** 国土地理院(2004)によると、西の湖の面積は219ha。

過去16,000年間の琵琶湖・諏訪湖の湖水準変動比較



- 琵琶湖と諏訪湖の湖水準変動の比較から、湖水準上昇および低下の開始時期は両者でほとんど変わらない。
- 琵琶湖の場合 10,000 ~ 8,000 年前と、5,500 ~ 4,300 年前に高湖水準でその直後に急激に湖水準が低下する。

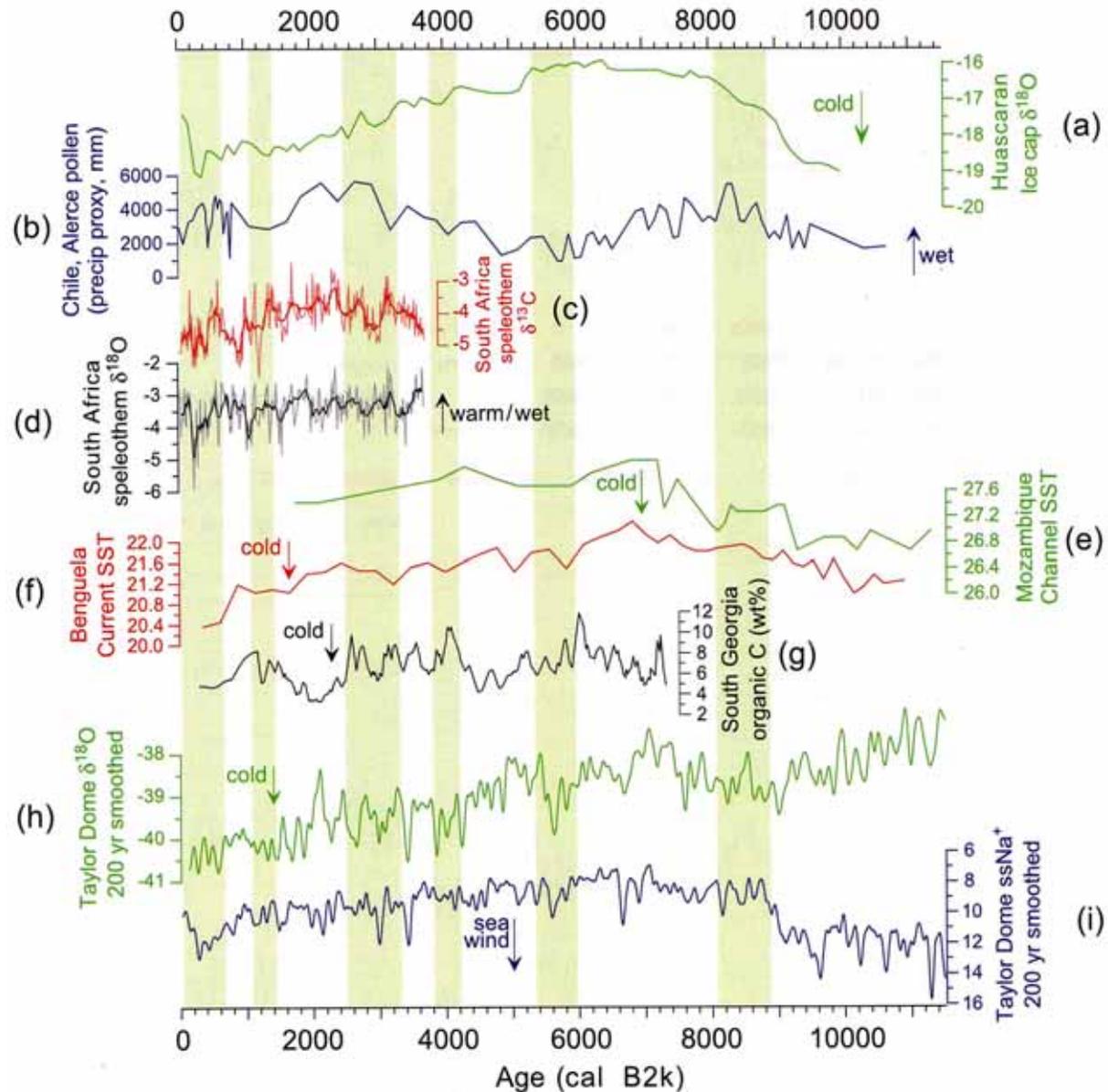
琵琶湖コア(BIW95-4)における有機炭素量と石英量の変化

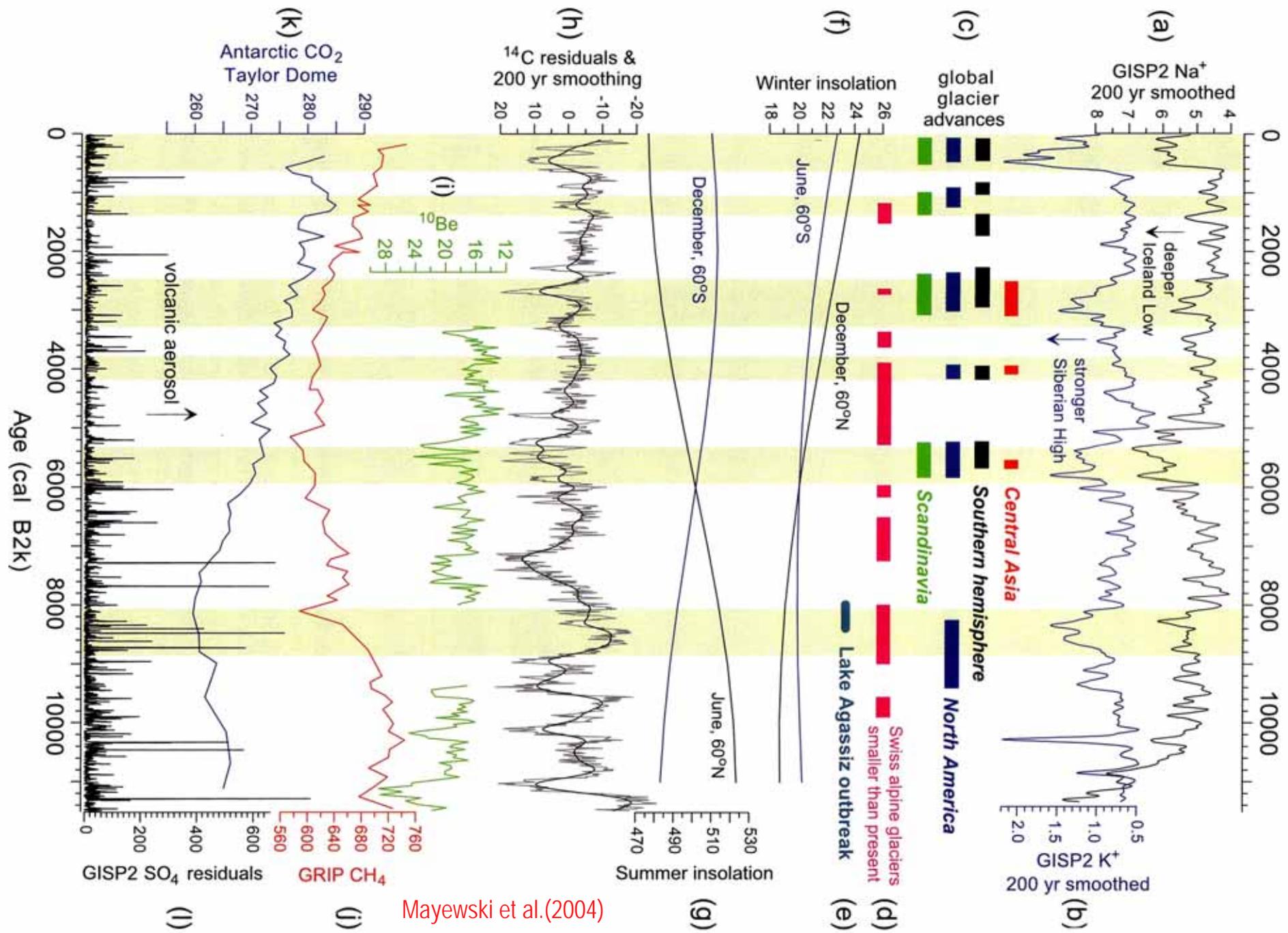


- 11,500年前に有機炭素量の増加スパイクが認められ、何らかのイベントが生じた。
- 石英の起源が陸源性碎屑物とすると、12,000年前以降に水域が拡大して、5,000年以降に水域は縮小傾向にある。
- 10,000年前以降に水深増加とともに、陸域からの碎屑物供給も増加している。

3. 完新世の気候変動パターンと琵琶湖

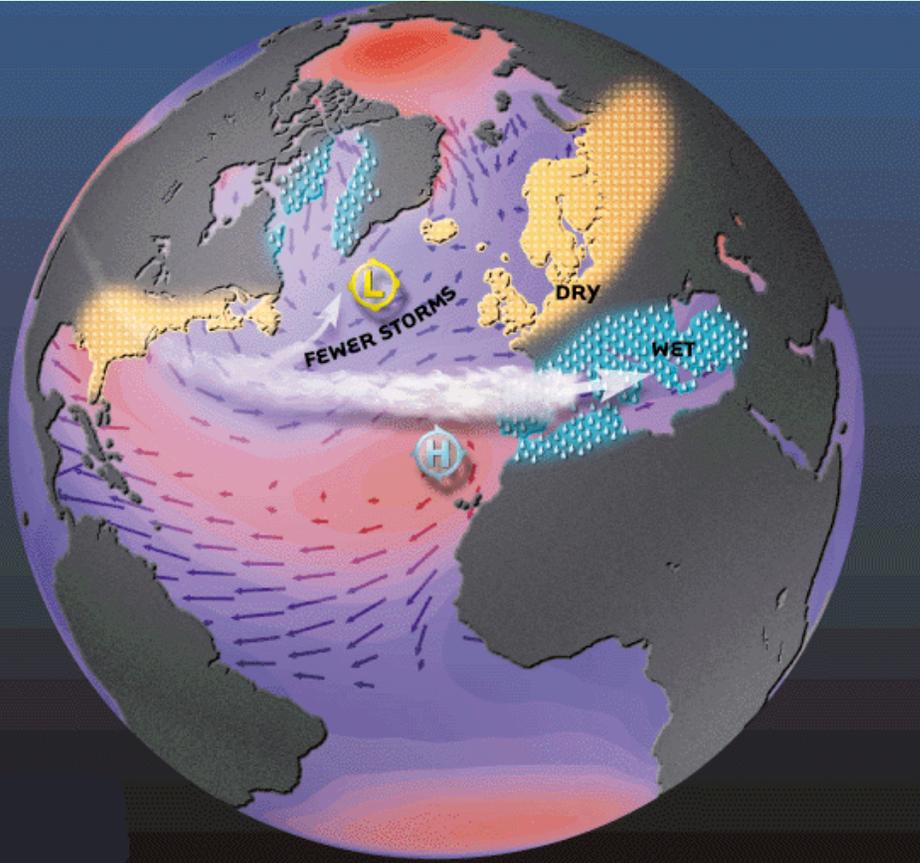
- Bond et al. (1997, 2001) **Bond Cycles**
「1470 ± 500年周期で気候が変化している」
- 世界各地で、**RCCs**(Rapid Climate Change) (Mayewski et al., 2004) が認められる。
RCCs: 9-8, 6-5, 4.2-3.8, 3.5-2.5, 1.2-1, 0.6-0.15ka





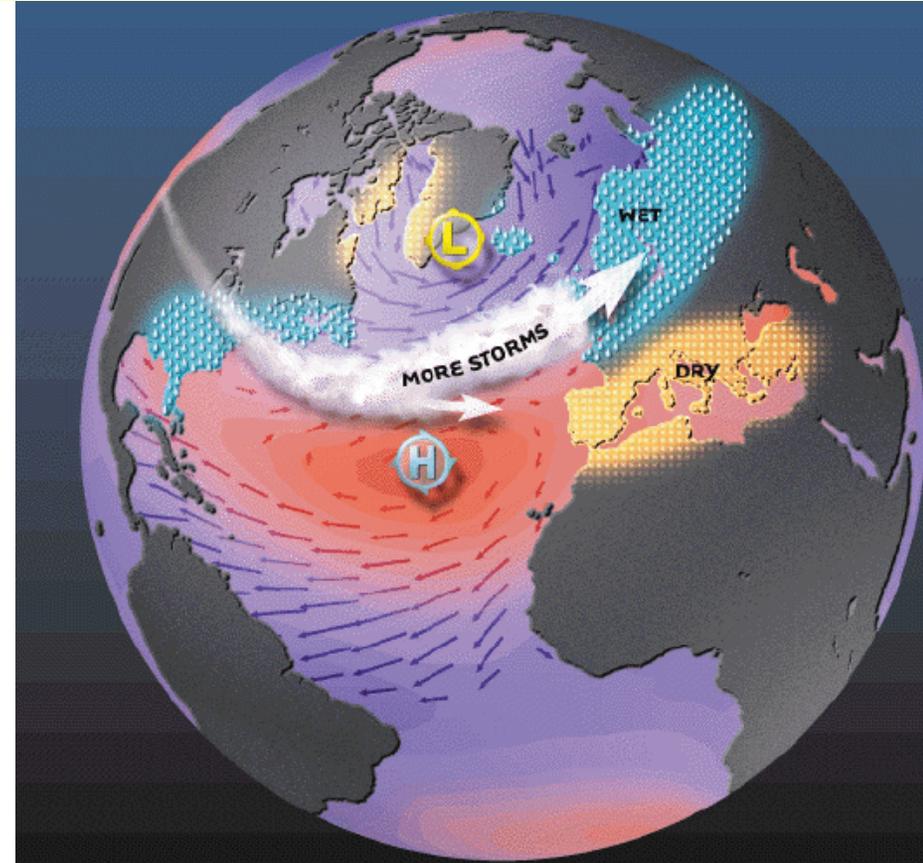
Two modes of North Atlantic Oscillation (NAO) could correspond to the two modes of DOC (Goni et al., 2002)

Negative mode



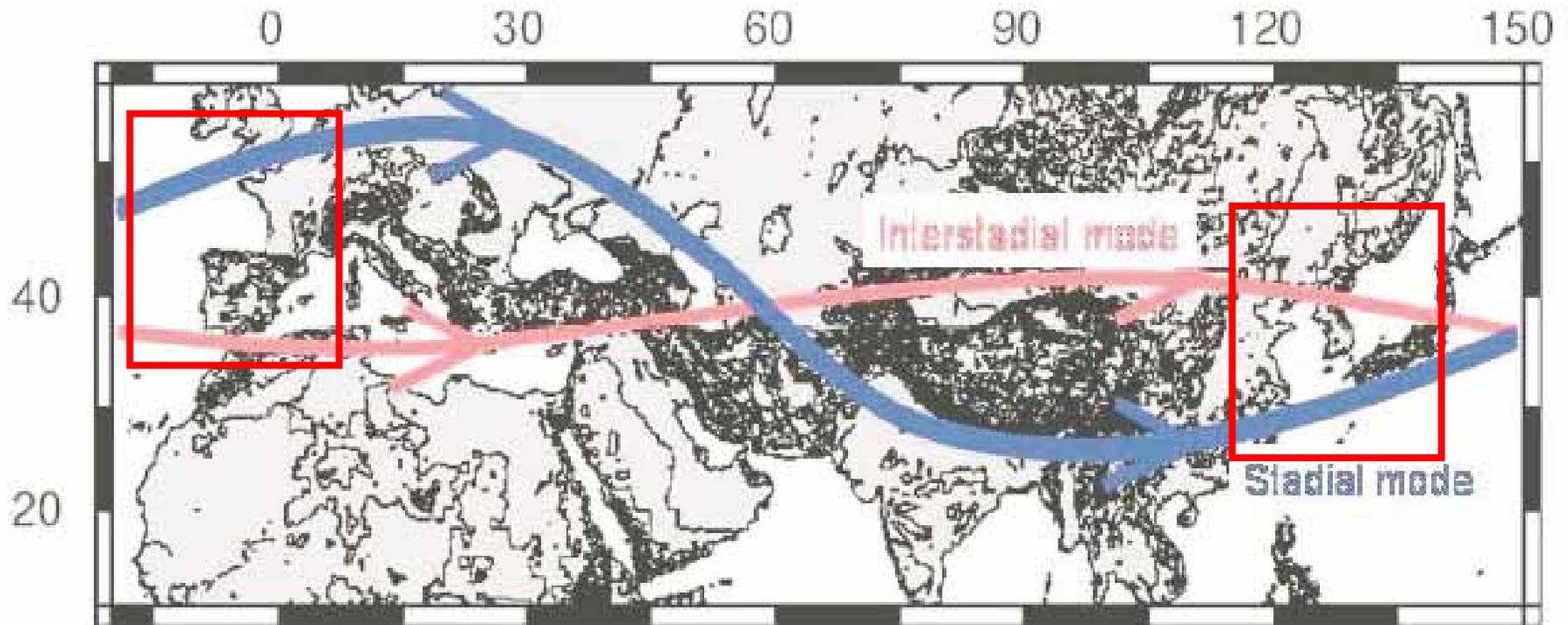
Interstadials

Positive mode

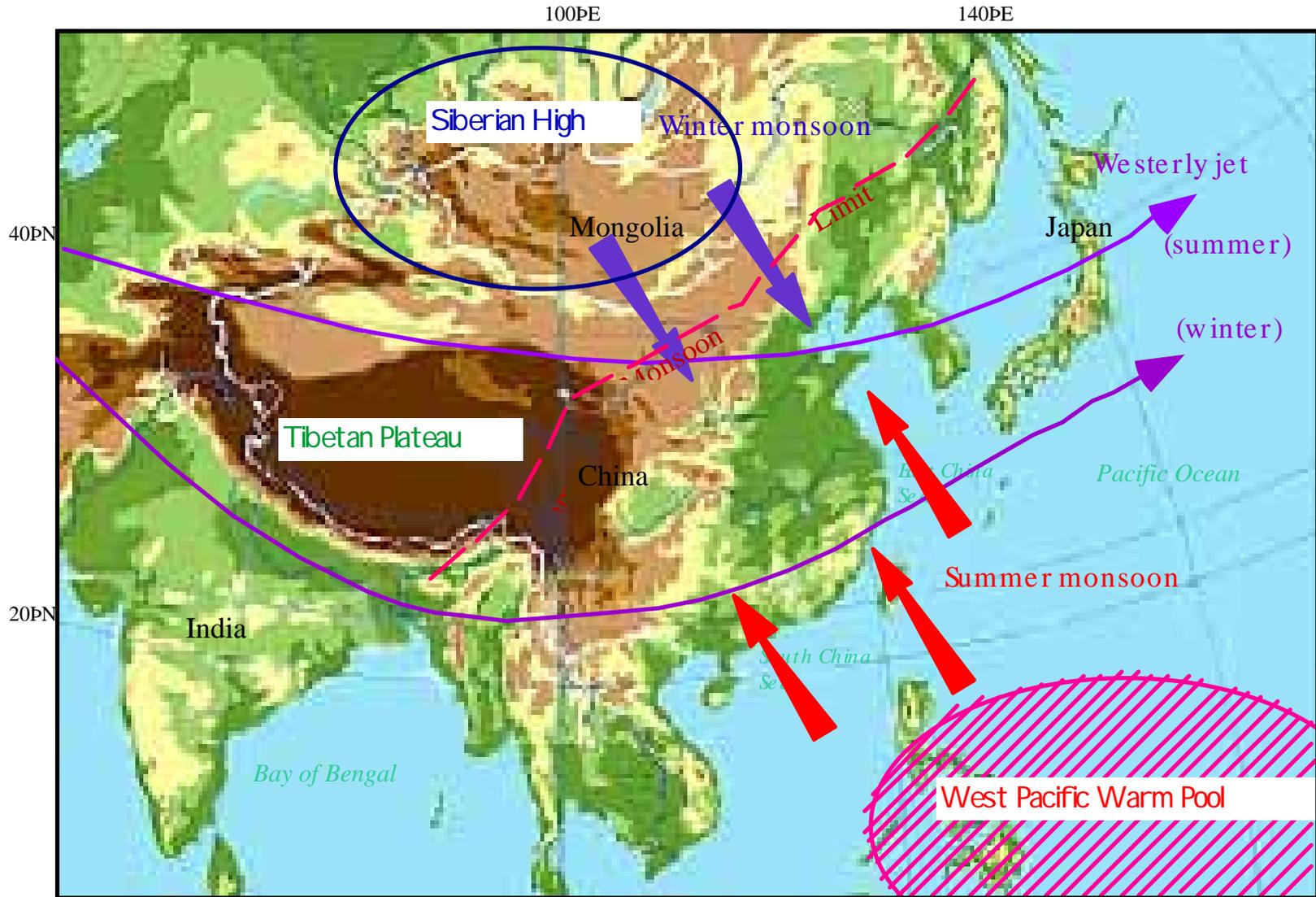


Stadials

*Two possible modes of westerly circulation
in association with the DOC*

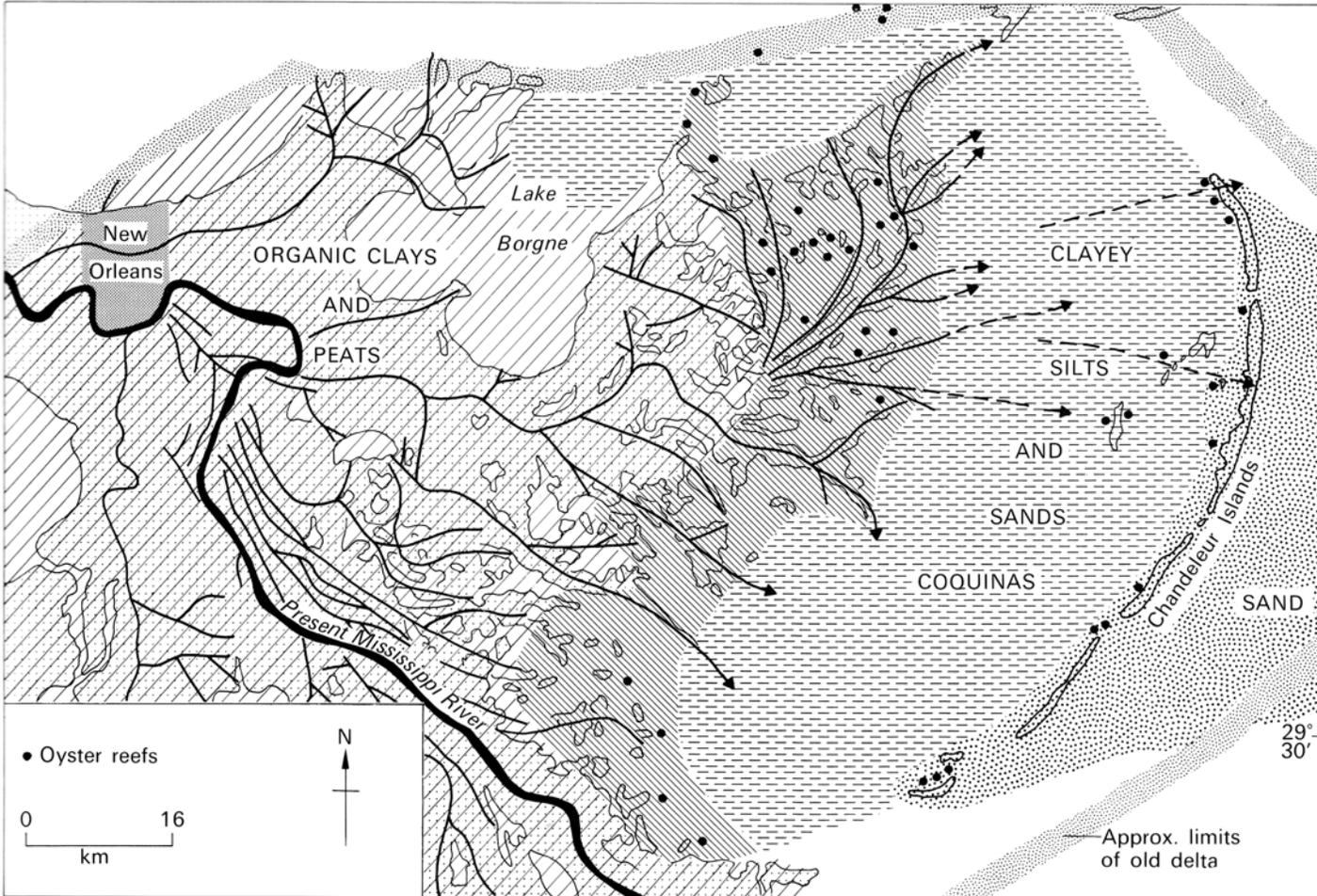


東アジアモンスーンとチベット高原



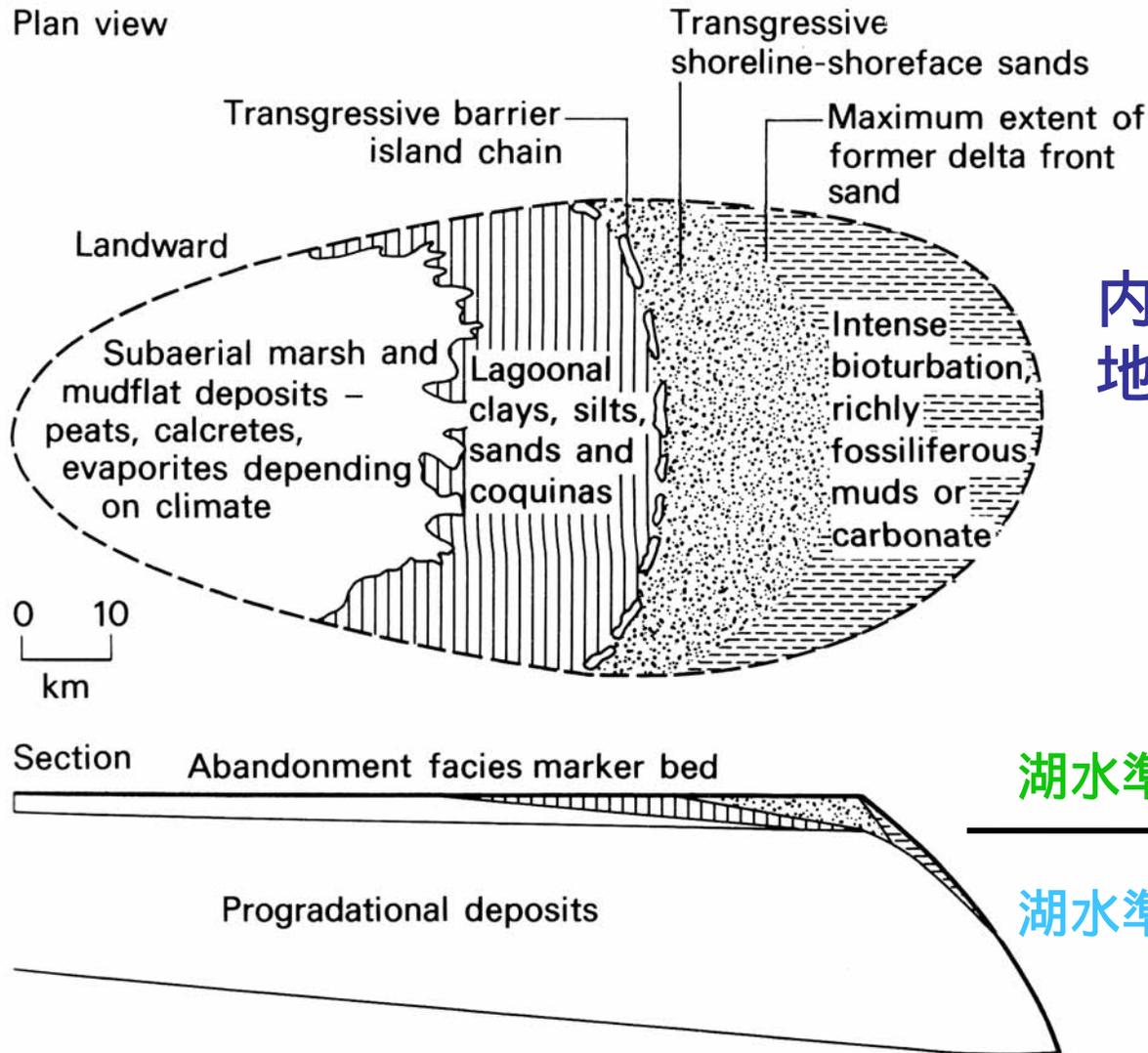
the main atmospheric characteristics quoted from Zhang and Lin (1992) and An (2000)

4 . 完新世における内湖と水田の成立 : 試論



- 内湖の成立は、河川の流入路 (channel) の変化によって、自然堤防間の低地が、その後の湖水準上昇によって生じた。琵琶湖と内湖の間の地形的起伏 (swell) は砂層から構成される。

Coleman and Gagliano (1964)



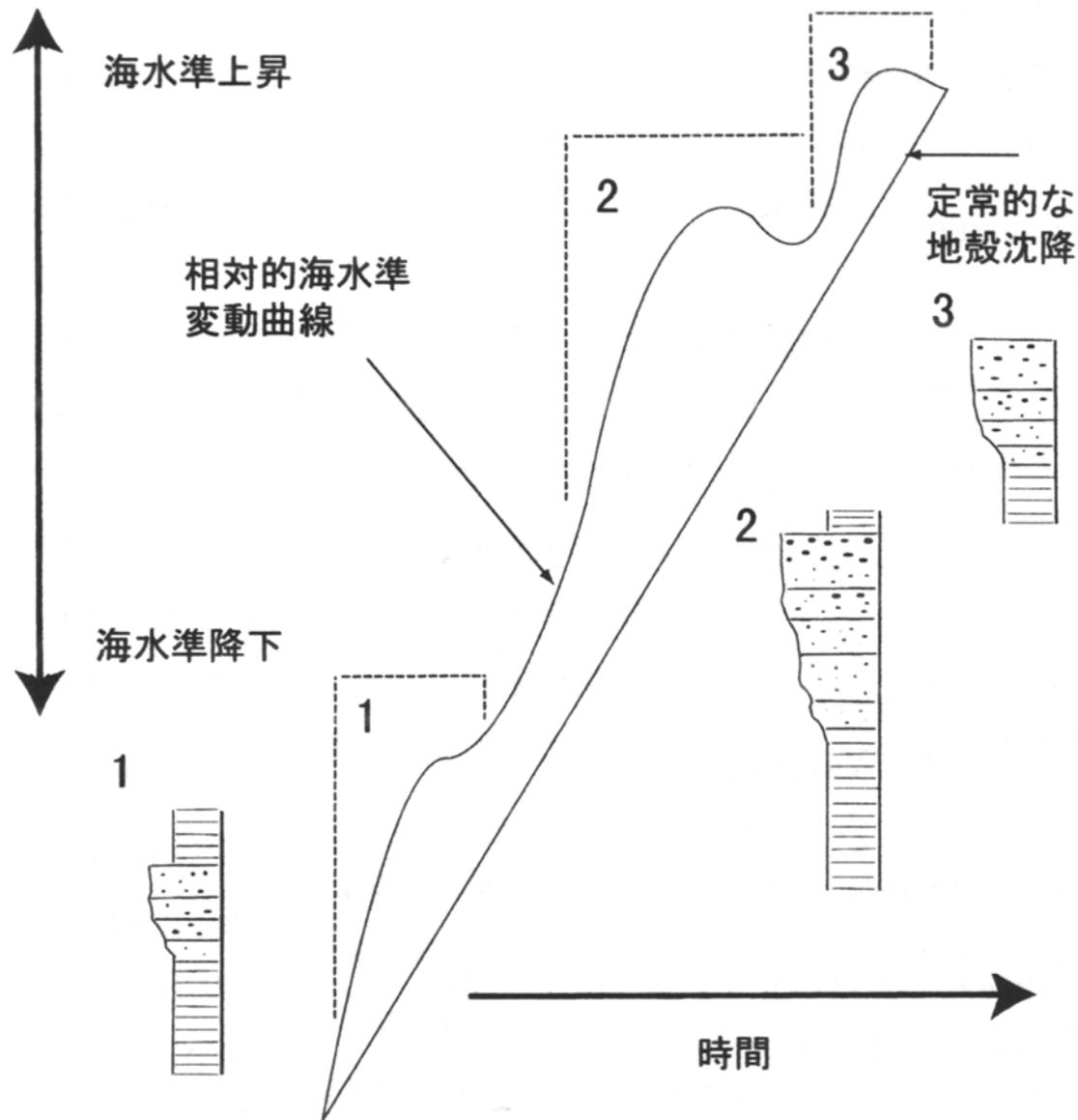
内湖の
地質断面模式図

湖水準上昇期

湖水準停滞・低下期

Fig. 6.33. Summary of abandonment facies marker beds (modified after Heward, 1981; based originally on Fisher and McGowen, 1967; and Elliott, 1974a).

Heward (1981)

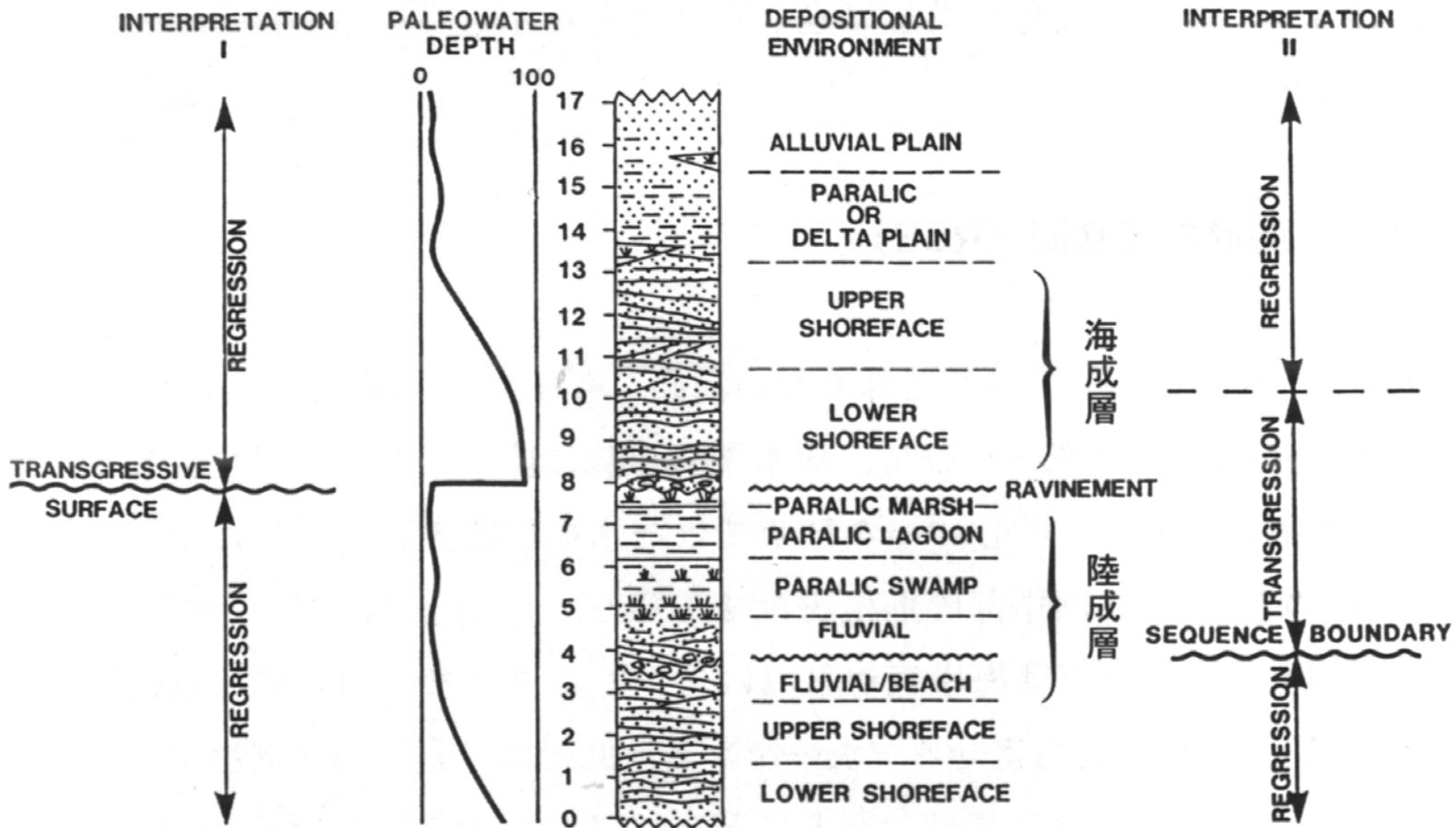


van Wagoner et al. (1990) によるパラシーケンスの形成とこれに伴う海水準変動曲線 (概念図)

海水準の相対的降下に伴うパラシーケンスの形成, および相対的上昇の復活に伴うシルト・泥岩層の堆積が示されている。

解釈 I

解釈 II

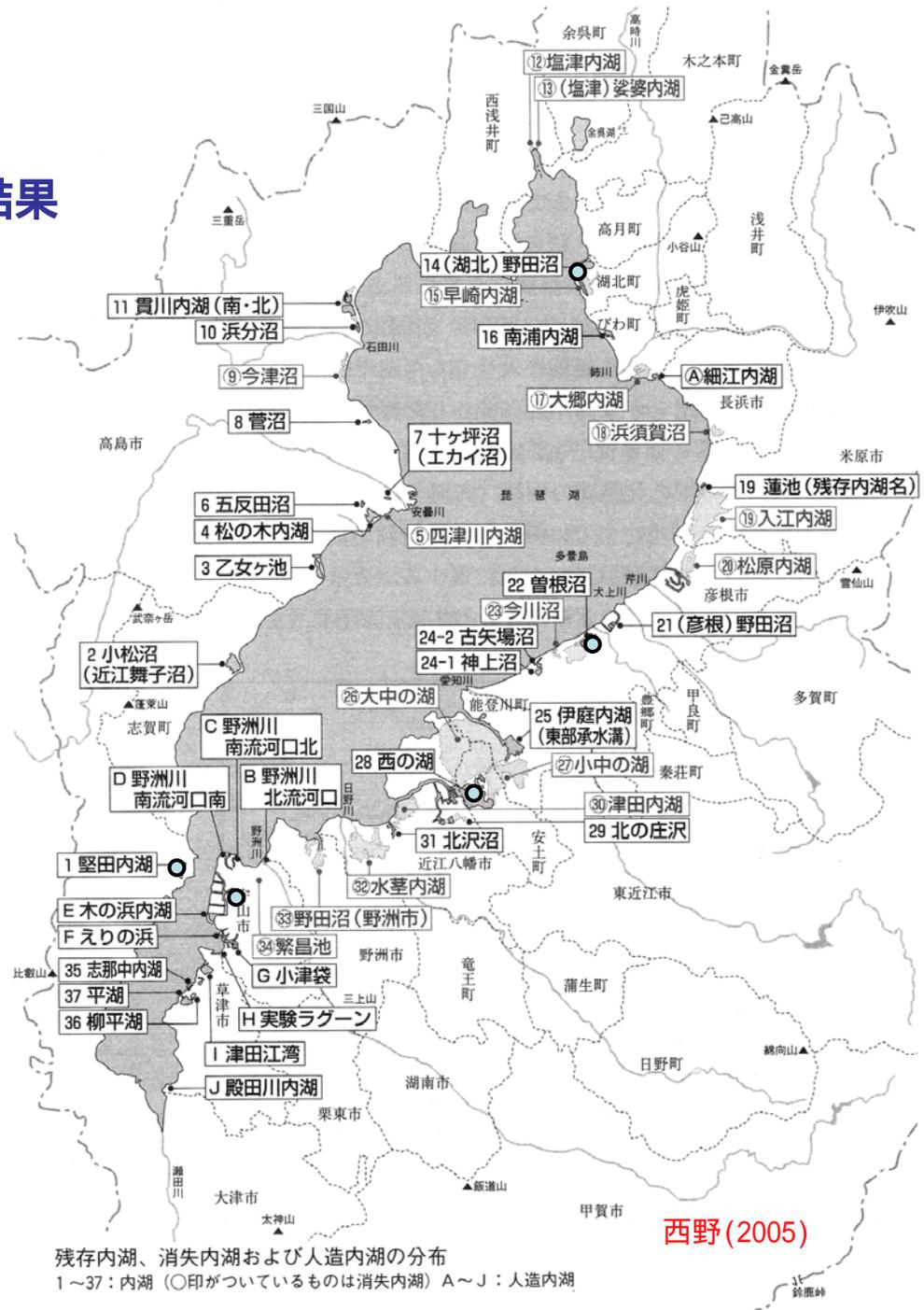


海水準変動によるラビーンメント形成の一例

河川堆積層 (fluvial) やパラリック (paralic) な堆積層などから外浜下部層 (lower shoreface, 浅海成層) への不連続面 (ラビーンメント) が描かれている。図の左側の解釈 (interpretation) では、ラビーンメントを二つの層 (formation) を分ける不整合面として重視する。一方、図の右側の解釈 (interpretation) では、ラビーンメントを一連の海水準上昇における一つの発生過程として把握する、というシーケンス層序学の考えに基づいている (Demarest and Kraft, 1986)。

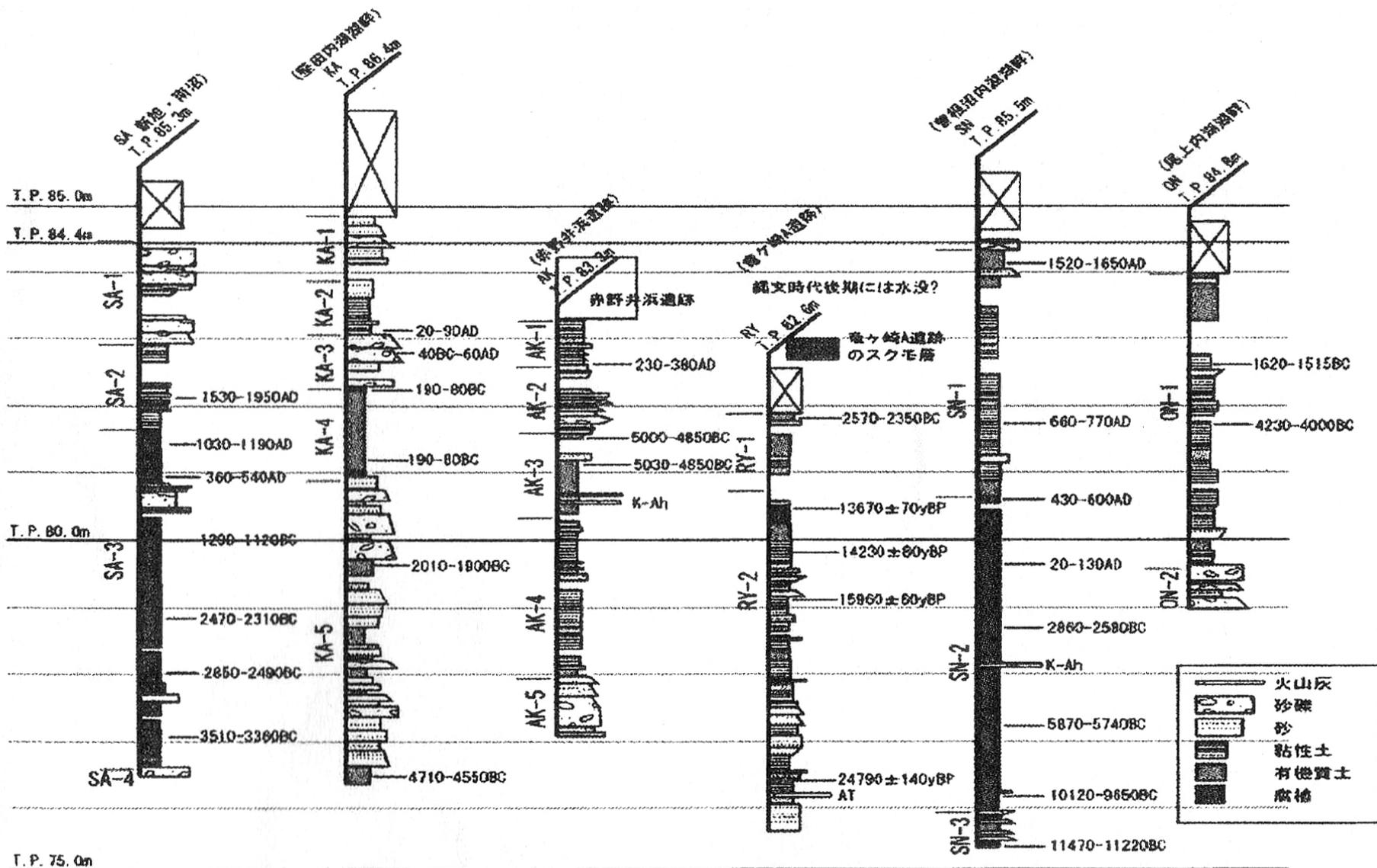
琵琶湖内湖の成因： 湖水準変動と河川性碎屑物流入の結果

- 季節風による沿岸碎屑物の吹き上げ、浜堤・砂州の形成：堅田内湖
- 沿岸流による島との間に陸繋砂州の形成：入江内湖
- 陸上地形による河川性碎屑物の流入停止：曾根沼
- 河川チャネル間の自然堤防間への碎屑物流入停止：水荃内湖
- 平野における地盤の沈降：菅沼
- 人工内湖：木の浜内湖
- 南郷堰設置以前は洪水多発．内湖と琵琶湖の水位差も原因か？

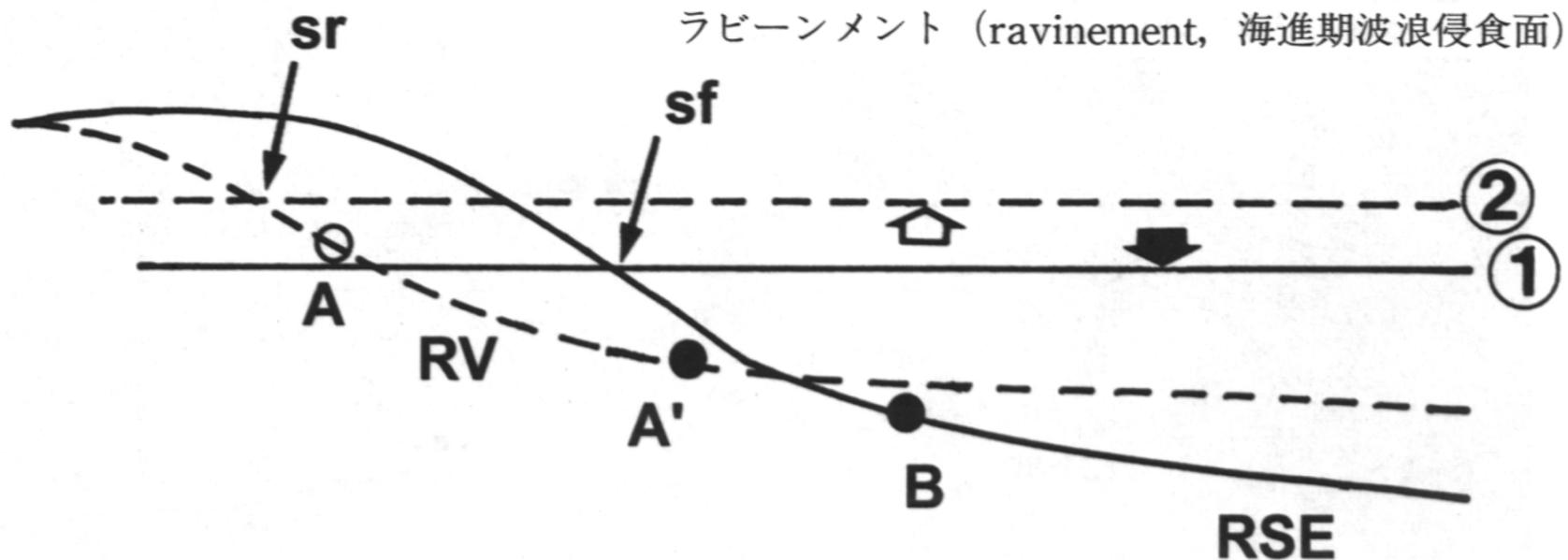


残存内湖、消失内湖および人造内湖の分布
1～37：内湖（○印がついているものは消失内湖）A～J：人造内湖

西野(2005)

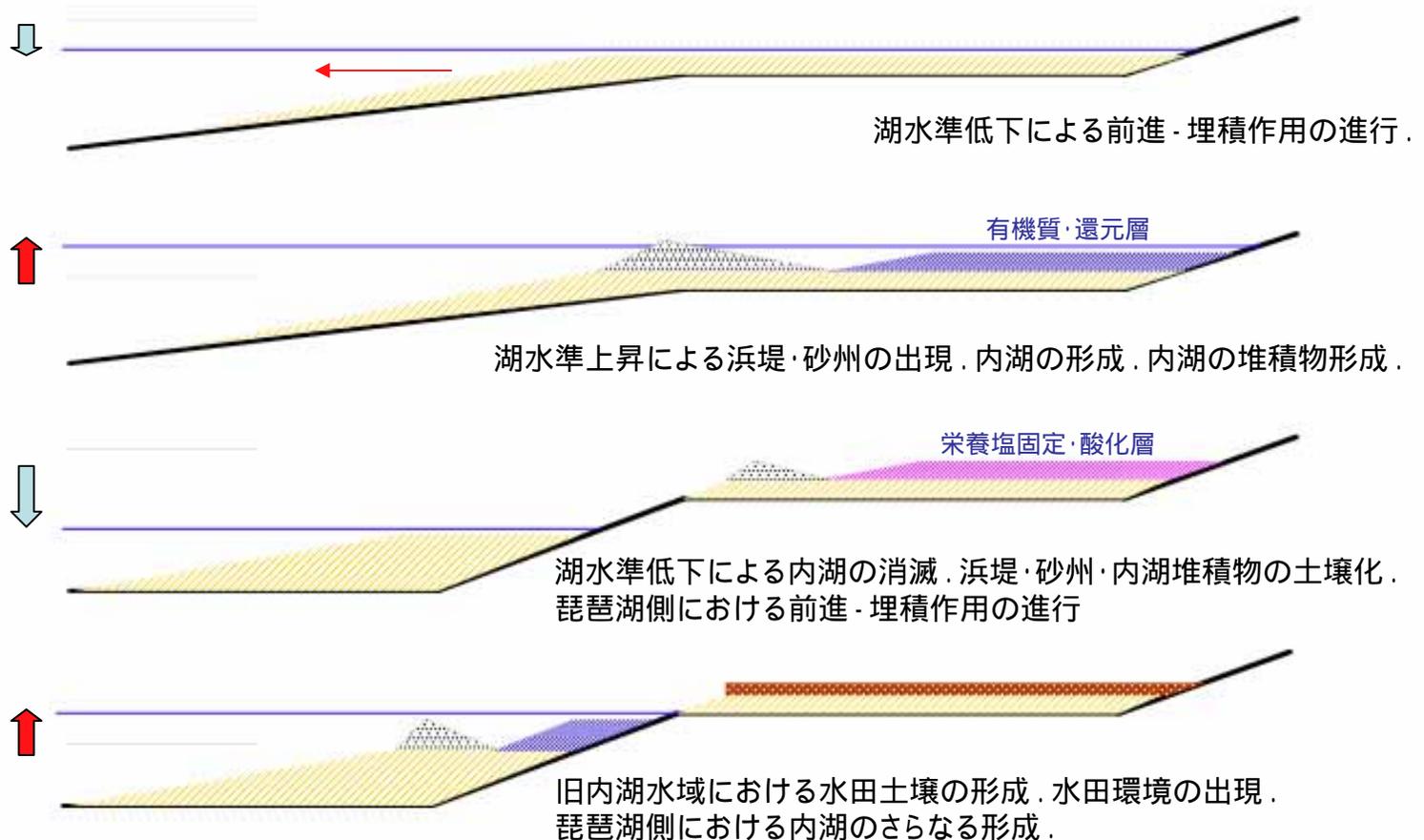


海進・海退に伴う沿岸部における侵食・堆積作用を表した模式図



図は海岸線に直交する断面図である。海水準変動に伴い、海水準上昇期にはラビーンメント (RV, 海進期波浪侵食面) が形成される。つまり海水準①から②への上昇に伴い、直交断面図の地形プロファイルは実線から点線へ変化する。逆に海水準降下期には海退期侵食面 (RSE) が形成され、地形プロファイルは点線から実線へと変る。

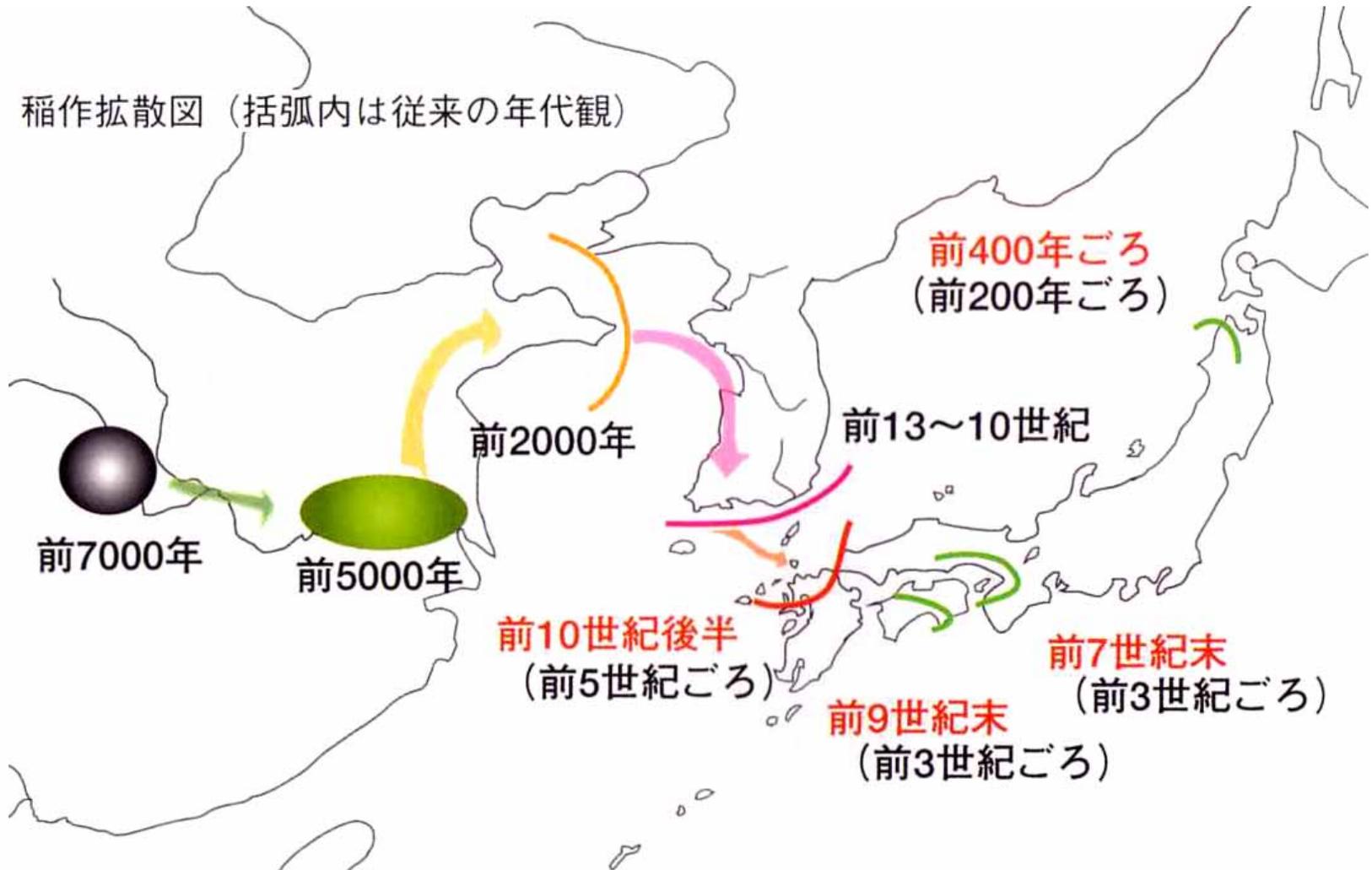
琵琶湖の湖水準変動による内湖形成と水田環境の出現



- 琵琶湖における6,000年前以降の湖水準は上昇・低下を繰り返しながら、次第に低下してきた。これによって、内湖の形成・消滅も繰り返され、水域は縮小した。内湖には、豊富な動植物相によって有機質・還元層が形成されたが、湖水準低下によって酸化分解され、水田稲作に適した栄養塩が固定された酸化層が形成された。現在の水田は魚が産卵・繁殖場所としての「内湖」域そのものである。

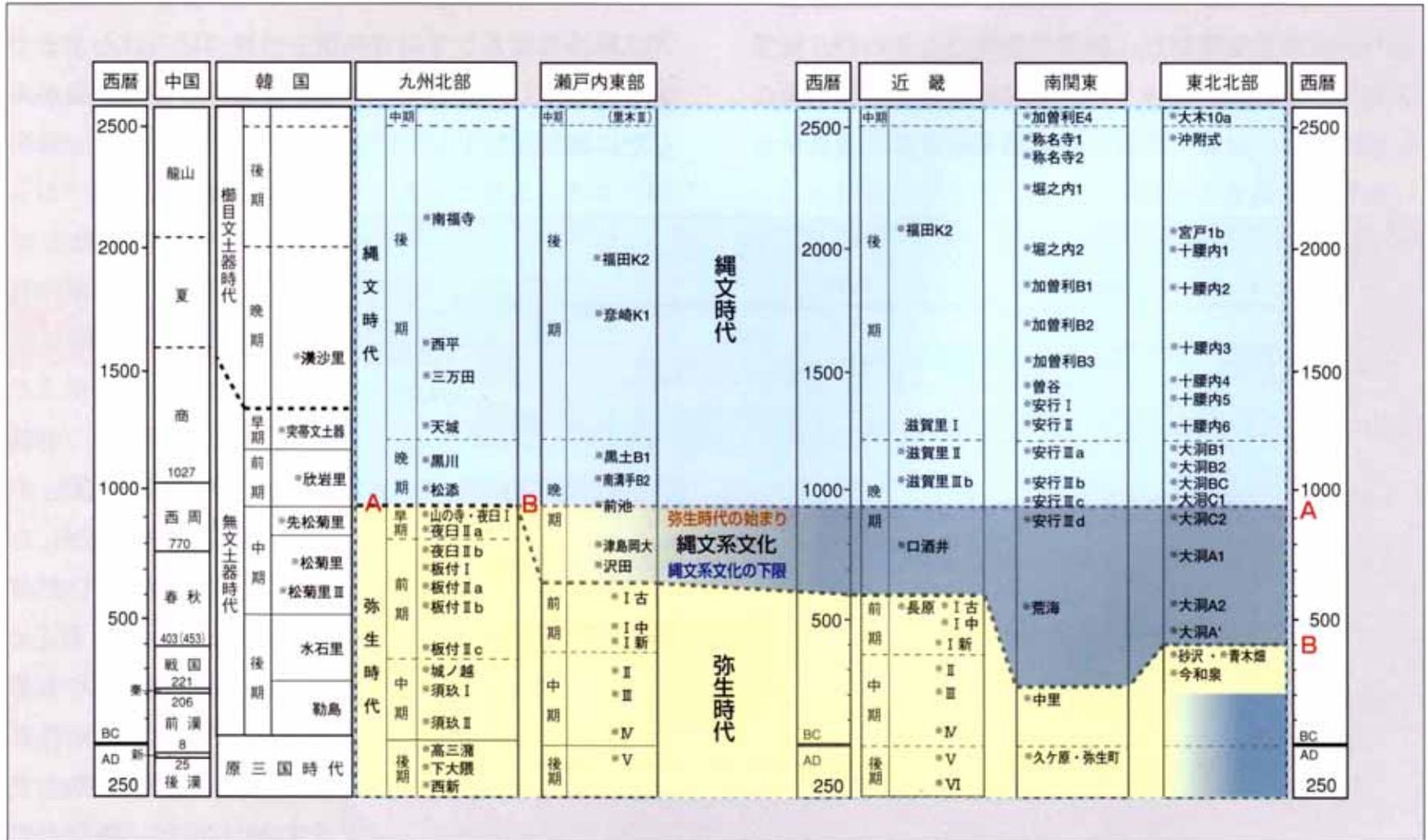
中国大陸から日本列島への水田稲作の拡散

稲作拡散図（括弧内は従来の年代観）



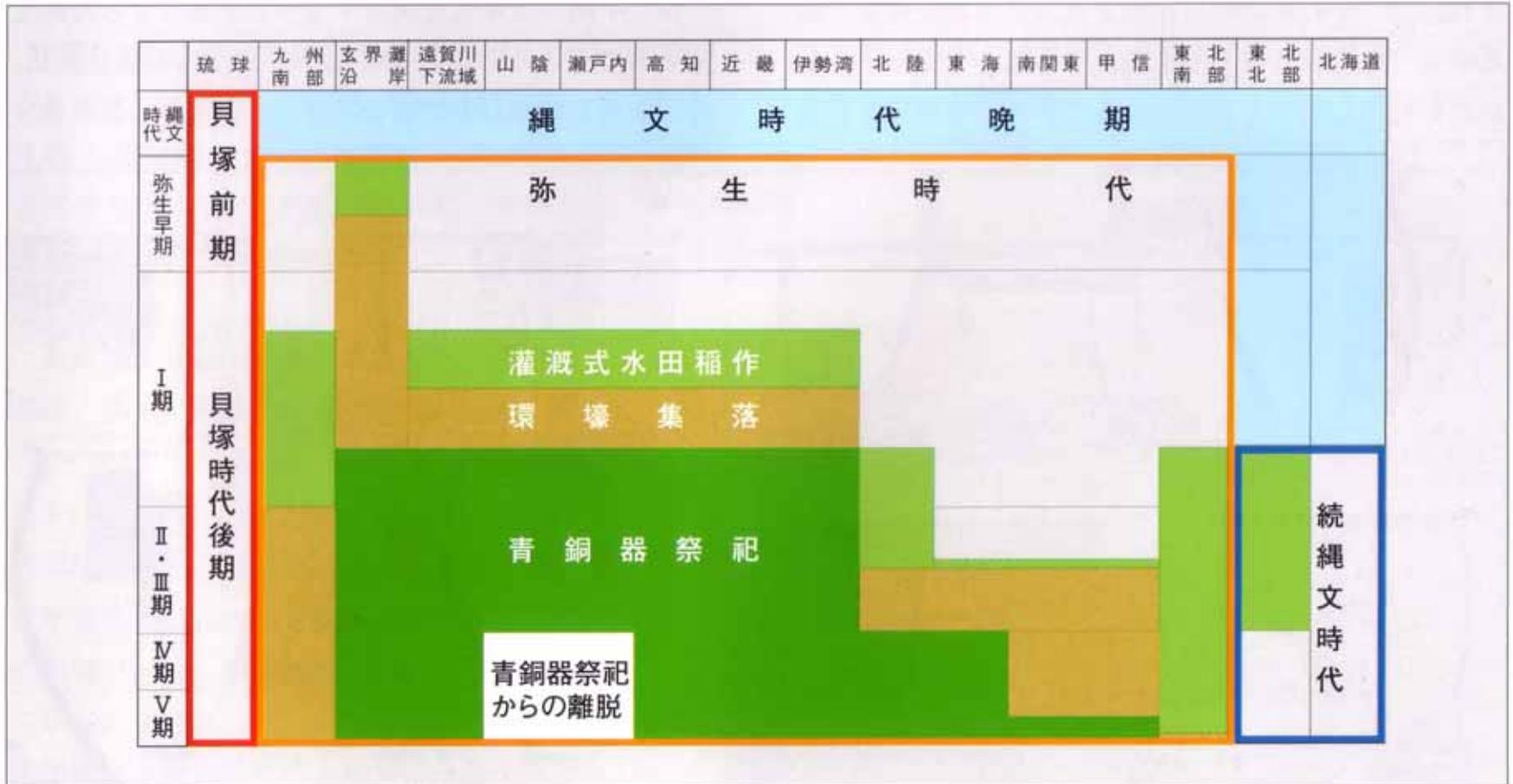
年代が上がると同時に、拡散する時間が長くなっていることが見てとれる。

放射性炭素年代の較正年代に基づく縄文～弥生時代の実年代



炭素14年代の較正年代にもとづく縄文～弥生時代の実年代（※は年代を測定した土器型式）

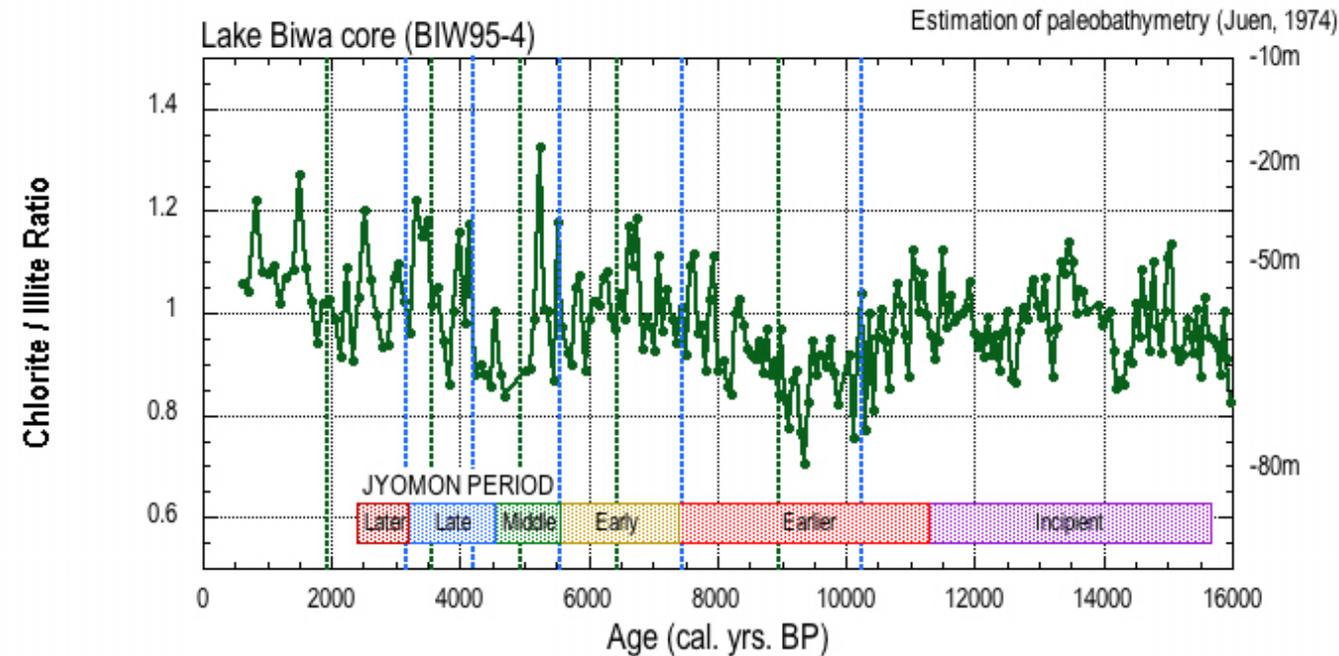
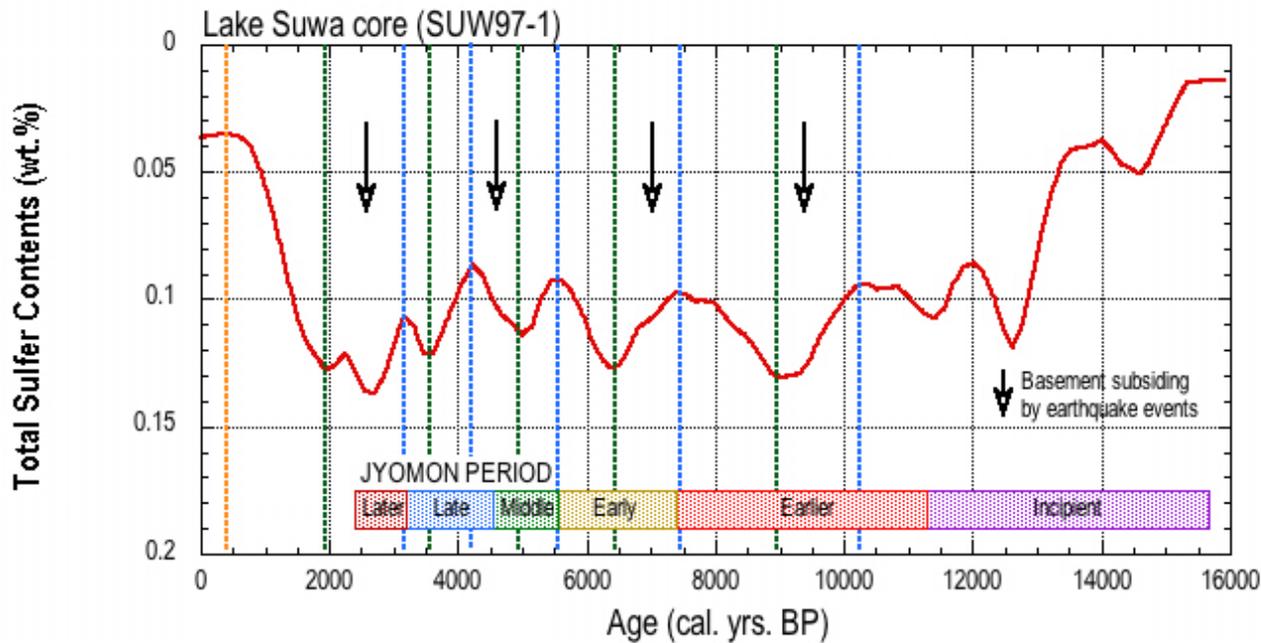
水田稲作・環濠集落・青銅器祭祀を中心とした弥生文化 (= 弥生時代の文化)



弥生文化の範囲

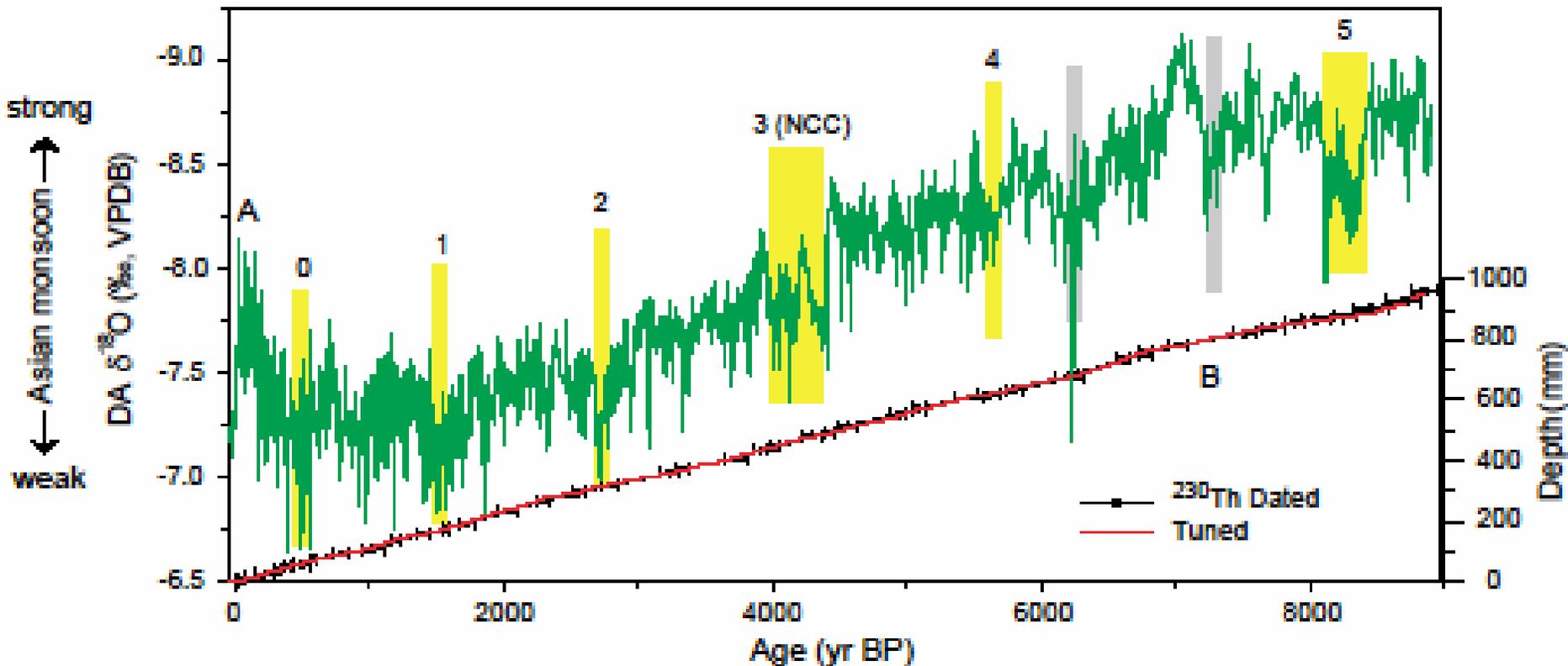
日本列島は前千年紀に三つの文化圏に分かれる。南から赤線で囲った貝塚時代文化、黄線で囲んだ弥生文化、青線で囲んだ続縄文文化である。弥生文化は経済的・社会的・祭祀的要素から、ほかの二つの文化圏とは明確に区別できる。

過去16,000年間の琵琶湖・諏訪湖の湖水準変動比較



- 琵琶湖と諏訪湖の湖水準変動の比較から、湖水準上昇および低下の開始時期は両者でほとんど変わらない。
- 琵琶湖の場合 10,000 ~ 8,000 年前と、5,500 ~ 4,300 年前、3,500 年前、2,800 年前、1,900 年前、1,000 年前に高湖水準でその直後に急激に湖水準が低下する。

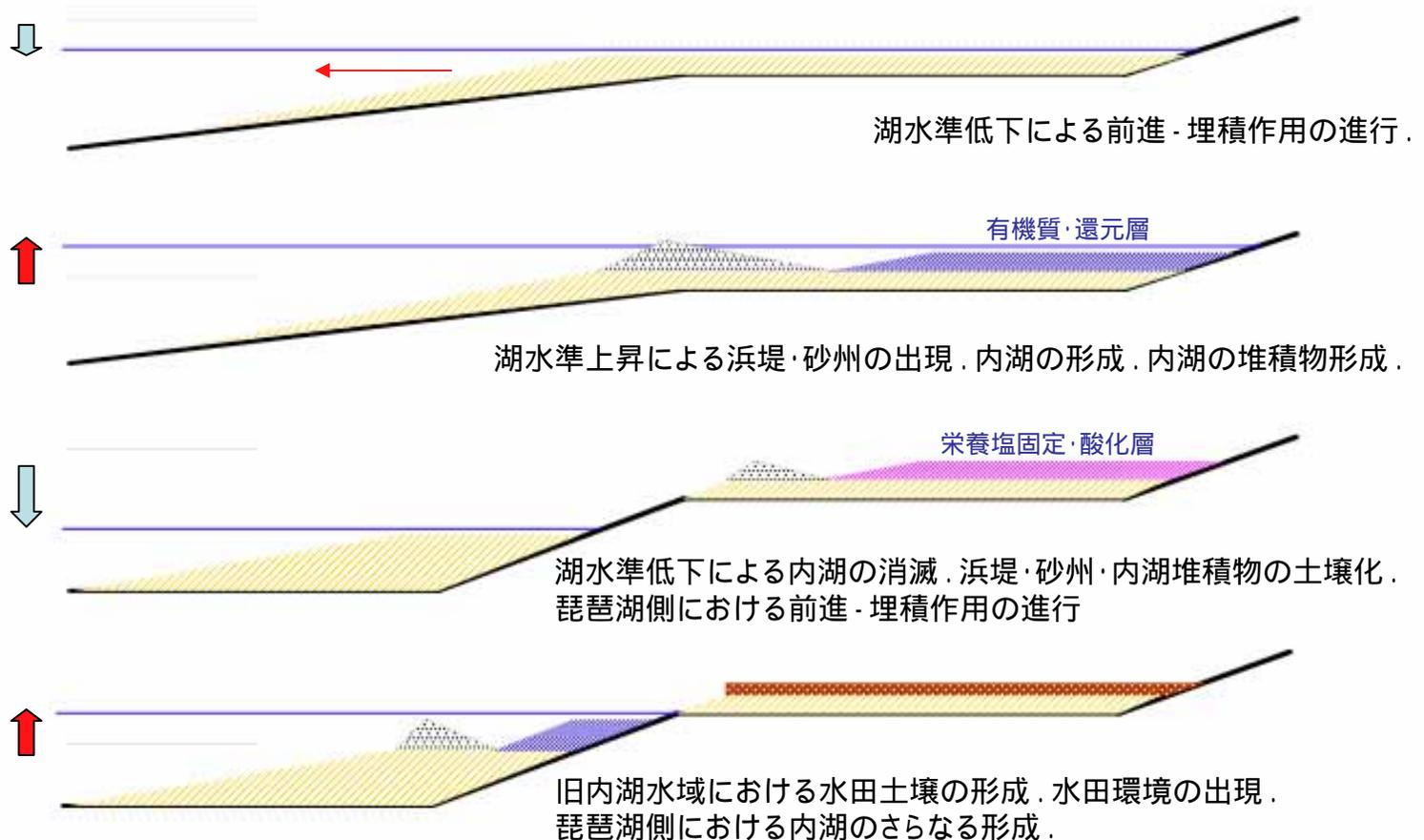
完新世気候変動とアジアモンスーンの関係



中国南部，洞窟石筍の酸素同位体比変化 (Wang et al., 2005)

Asian Monsoonは，Insolation とSolar activityの影響を受けている (Lim et al., 2005; Wang et al., 2005など)

琵琶湖の湖水準変動による内湖形成と水田環境の出現



- 琵琶湖における6,000年前以降の湖水準は上昇・低下を繰り返しながら、次第に低下してきた。これによって、内湖の形成・消滅も繰り返され、水域は縮小した。内湖には、豊富な動植物相によって有機質・還元層が形成されたが、湖水準低下によって酸化分解され、水田稲作に適した栄養塩が固定された酸化層が形成された。現在の水田は魚が産卵・繁殖場所としての「内湖」域そのものである。

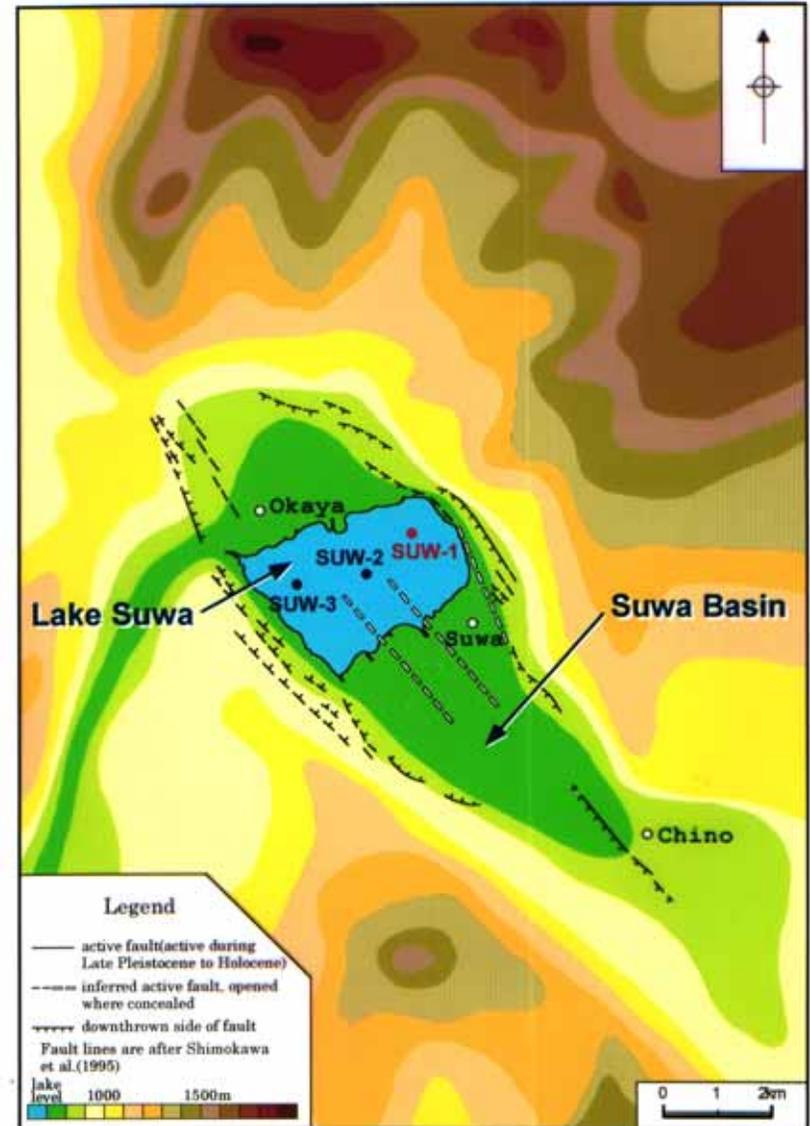
試論：完新世における内湖と水田の成立

- 琵琶湖東岸の「内湖」は湖水準の停滞・低下期から上昇期への変化時期に、沿岸流によるswell形成によって生成されたものと考えられる。これによって、琵琶湖の魚類の内湖への侵入・産卵が生じた。それは、稲作、漁撈、狩猟、採集の場となり、その後の湖水準低下によって弥生期以降の水田環境出現の礎となった。
- 琵琶湖における湖水準の上昇開始時期は、11,000年前、7,500年前、6,000年前、4,200年前、3,300年前であり、この時期が自然景観としての「内湖」の形成画期となる。
- 琵琶湖と諏訪湖における湖水準上昇・低下時期については、ほぼ連動している。これは、モンスーン活動等による降水量変動が湖水準上昇・低下の主因となることを示唆する。
- この「内湖」形成画期は、ボンドサイクル(Bond et al,1997; 2001) (1470 ± 500年周期) あるいはRCCs(Rapid Climate Change) (Mayewski et al.,2004) の時期に相当し、北大西洋寒冷イベントが偏西風流路変動を引き起こした結果と考えられる。

RCCs:9-8,6-5,4.2-3.8,3.5-2.5,1.2-1,0.6-0.15ka

5. 諏訪湖の完新世湖水準変動と遺跡の分布：諏訪湖コア (SUW97-1,-2,-3) の検討

諏訪盆地の形成と断層活動



●印は1991年，○印は1992年の採泥地点，数字は採泥地点番号を示す。



図11 浚渫区画図および採泥地点図

諏訪湖の湖底浚渫地域

諏訪湖における釜穴地形：温泉あるいはガス突出地点

8 - C

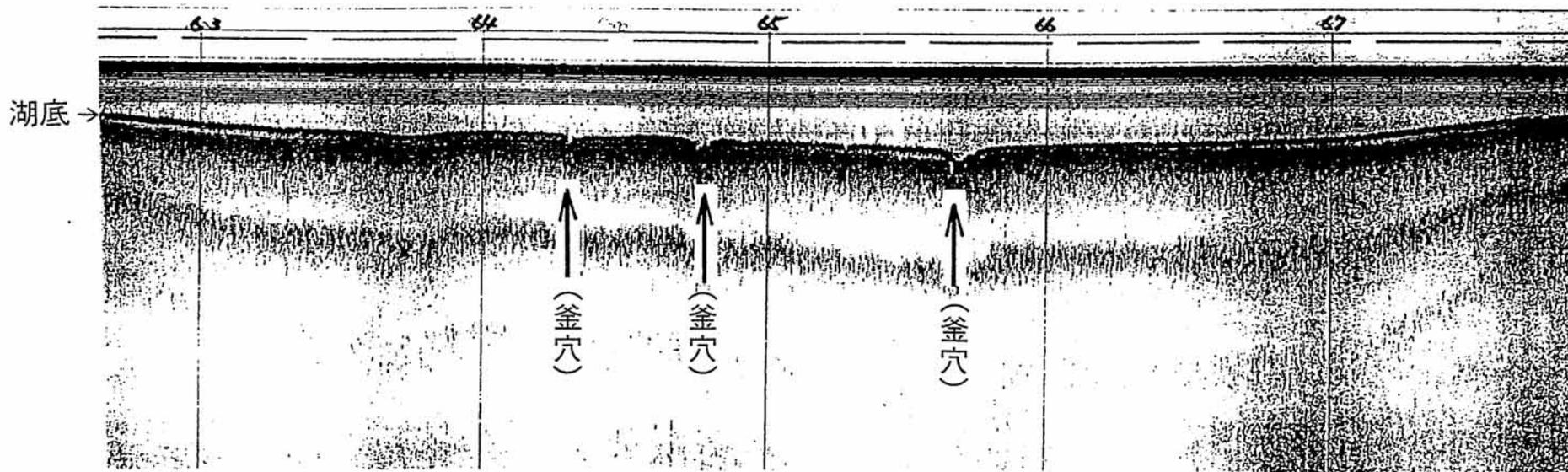
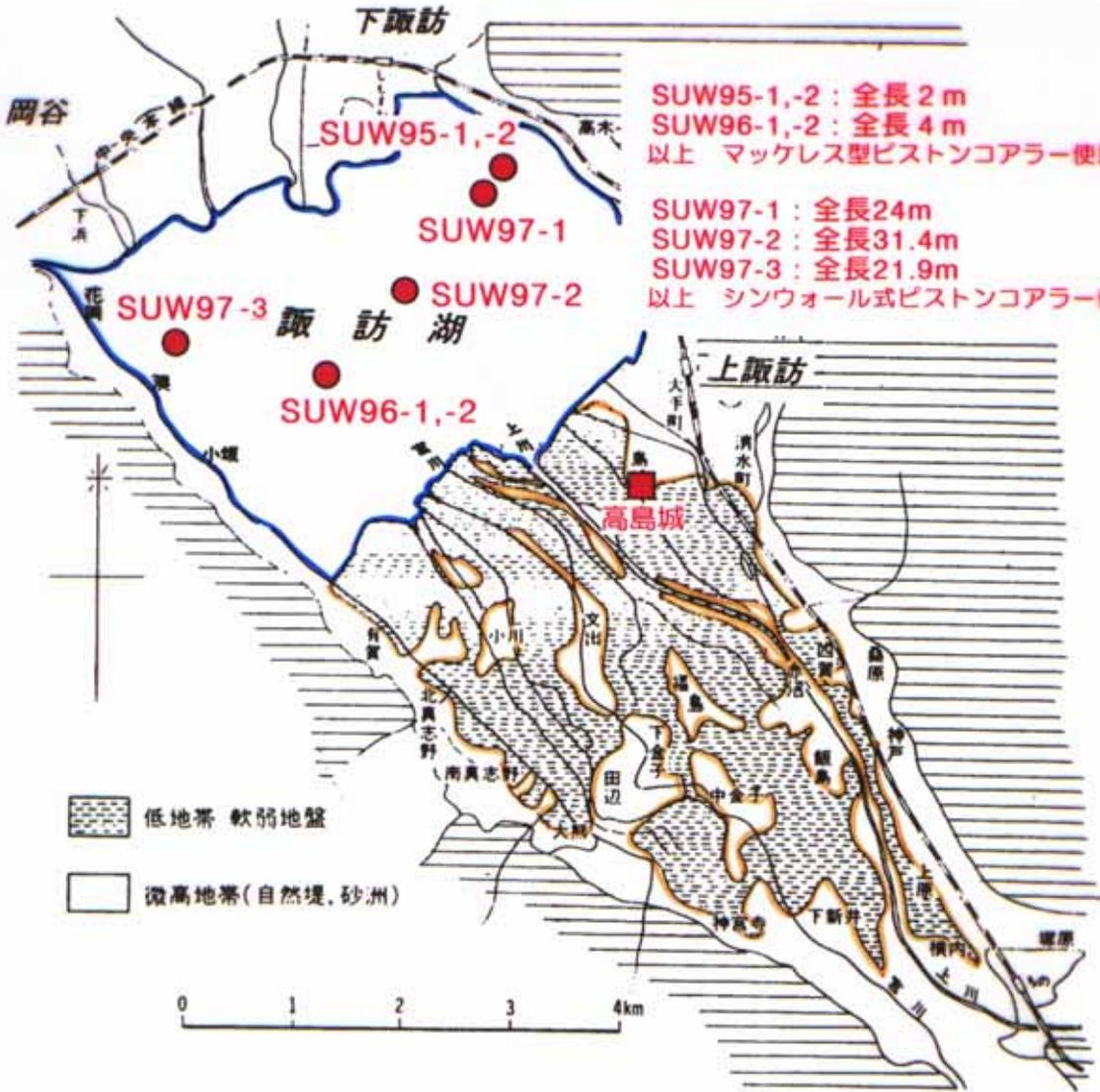


図8 音波探査の記録例；図6参照。

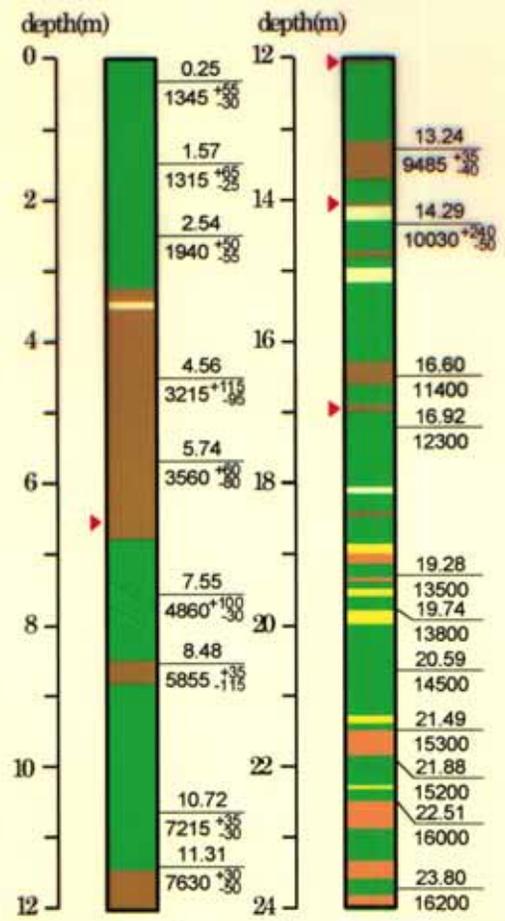
- a 浚渫跡と未浚渫域の境界が明瞭に判読できる（11月5日，測点番号9～13）。
- b 諏訪湖南西部の湖岸帯の浚渫跡（11月8日，測点番号171～175）。
- c 諏訪湖北部に存在する凹地（釜穴↑印，11月7日，測点番号64～66）。

1995年度～1997年度諏訪湖の湖底堆積物コアの採取位置図

断層ブロックごとにコアを採取



Stratigraphic column of SUW-1 core



Legend

- silt layer
- sandy silt layer
- sand layer
- gravelly sand layer
- silt layer including organic debris
- concentration of organic debris

depth(m) calendar age*

age(cal. yrs. before AD 1950)

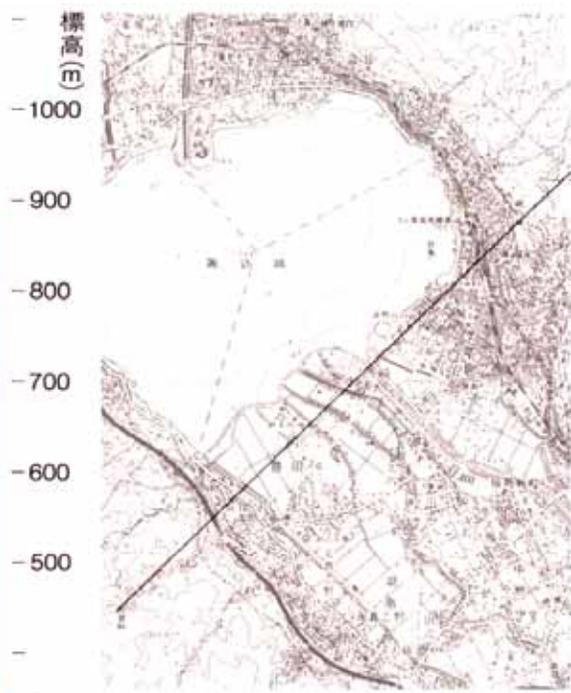
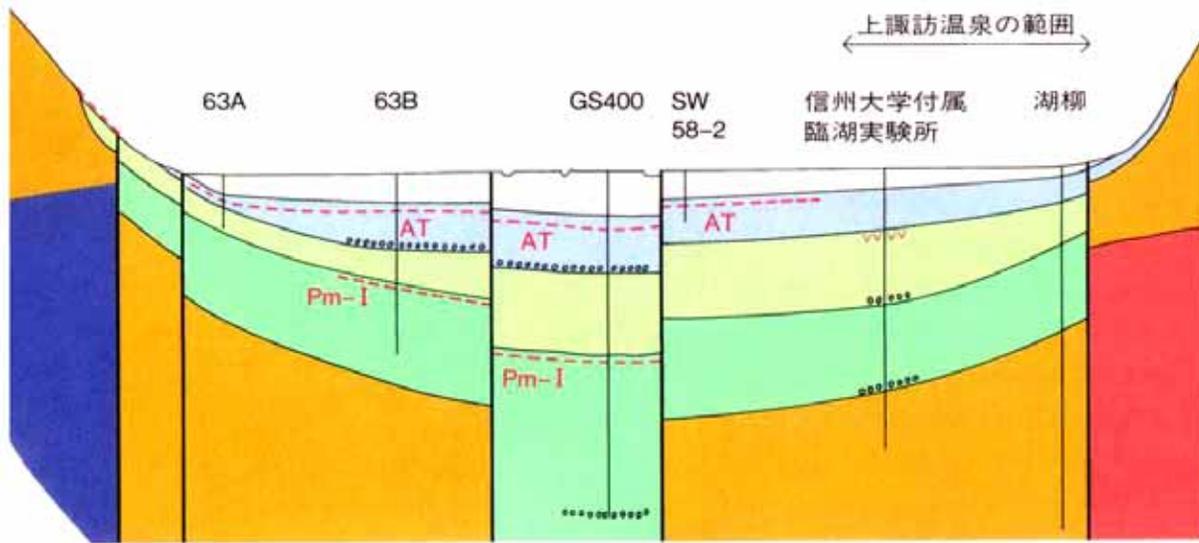
*All radiocarbon ages have been corrected to calendar ages based on the calibrations of Stuiver and Reimer(1993) and Kitagawa and Van der Plicht(1998).

SUW95、SUW96は都立大、SUW97は地質調査所によって採取されたコア

諏訪盆地の地質断面図



上諏訪温泉の範囲

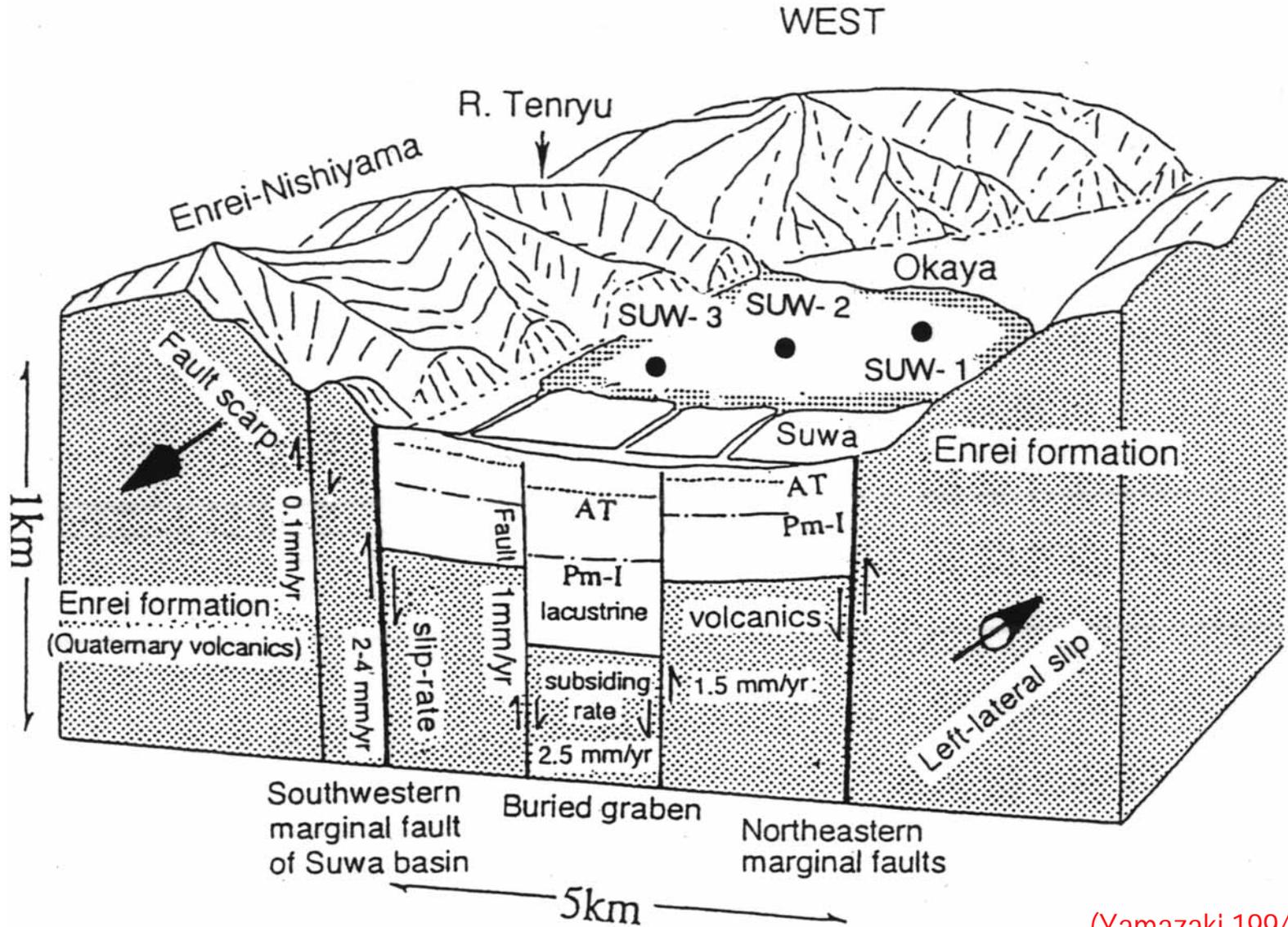


- 完新統
- 今井礫層とその相当層
- 塩嶺累層
- 花崗岩類
- 長地礫層とその相当層
- 上の原礫層とその相当層
- 三沢泥岩層
- 断層

《地質断面図の断面線》

標高(m)
-1000
-900
-800
-700
-600
-500

諏訪湖周辺の地質構造とコア採取地点

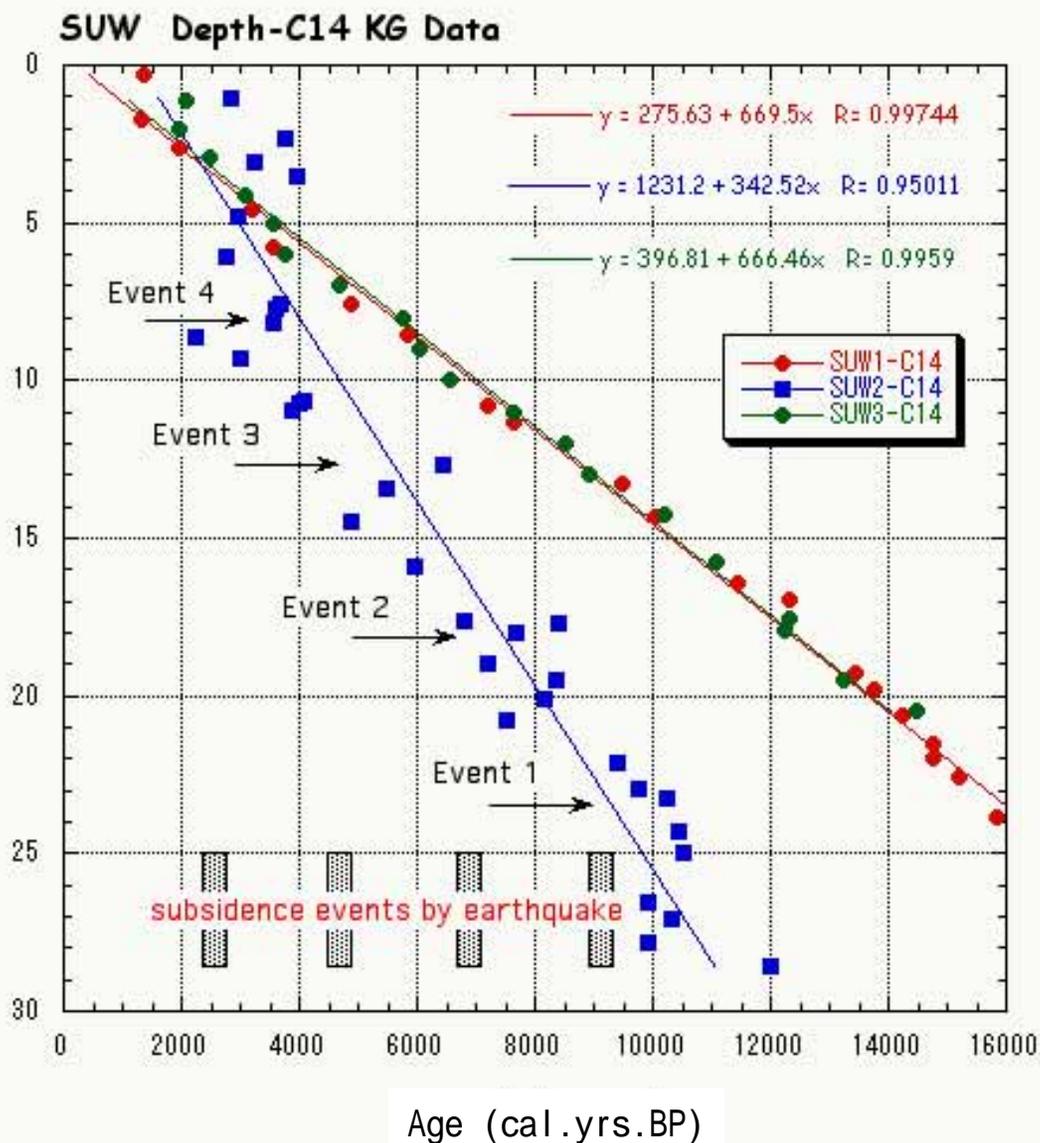


(Yamazaki, 1994)

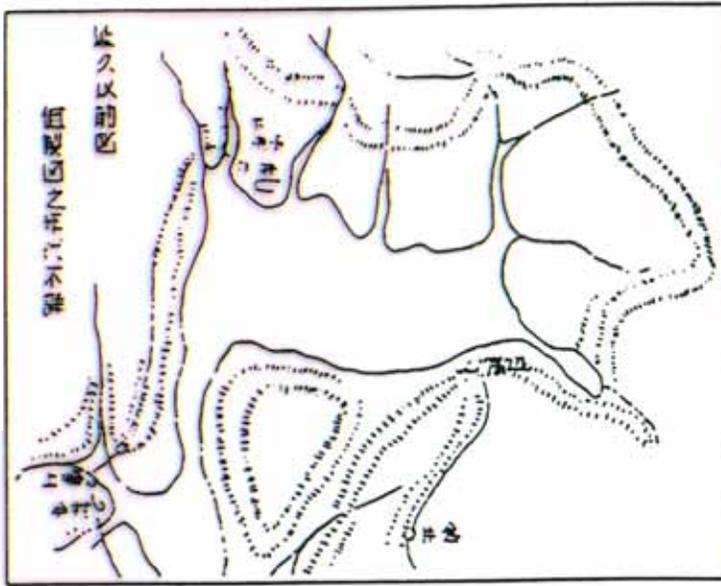
諏訪湖の湖底塊状堆積物コア採取地点の編年について

- The central part of Lake Suwa basin have subsided since Early Pleistocene.
- SUW97-1 core was provided as core sample for reconstruction of precipitation and lake level changes.
- Calibration of ^{14}C data were based on INTCAL98 and Kitagawa and van der Plicht (1998)

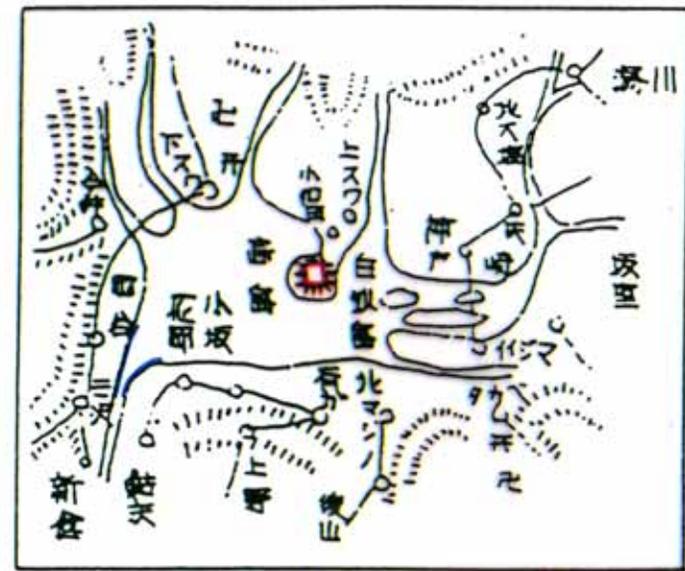
Depth (m)



諏訪湖の埋積機構の推定



延久（1069年）年間以前の諏訪湖

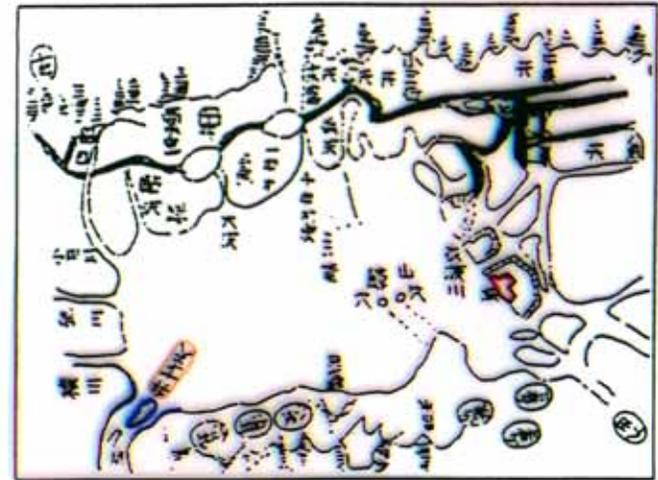


永禄元年（1558年）の諏訪湖



塩尻峠から見た天正18年（1590年）の諏訪湖鳥瞰図

天正18年（1590年）
高島城およびその周辺の浸水を防ぐために
釜口新堀（満水堀）を開削



天和3年（1638年）の諏訪湖

古地図からみた諏訪湖の変遷

- 歴史記録（絵図）を用いた解析
- 1558年まで諏訪高島城は諏訪湖の水域の中央に位置。
- 1590年以降は諏訪高島城は諏訪湖の南東岸に位置

歴史記録(絵図)に基づいた諏訪湖水域の時系列変化

1069年頃



平安時代：現湖岸より5km南方に広がる。

1261年頃



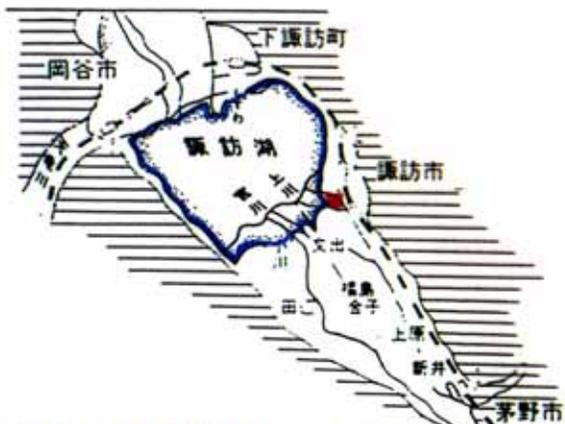
鎌倉時代：宮川・上川の河川によって運搬された土砂によって湖南は多くの州や沼沢で満たされていた。

1558年頃



永禄元年：上川・宮川の2河川は沖積地を流れ、あるいは合流・曲流して流路も一定していない。天正18年(1590年)に高島城築城される。

1720年頃



享保5年：実地検分による実測図。現湖岸から約1kmまで陸化する。

1970年頃



- 平地
- 山地
- 現在の都市
- 諏訪湖湛水区域

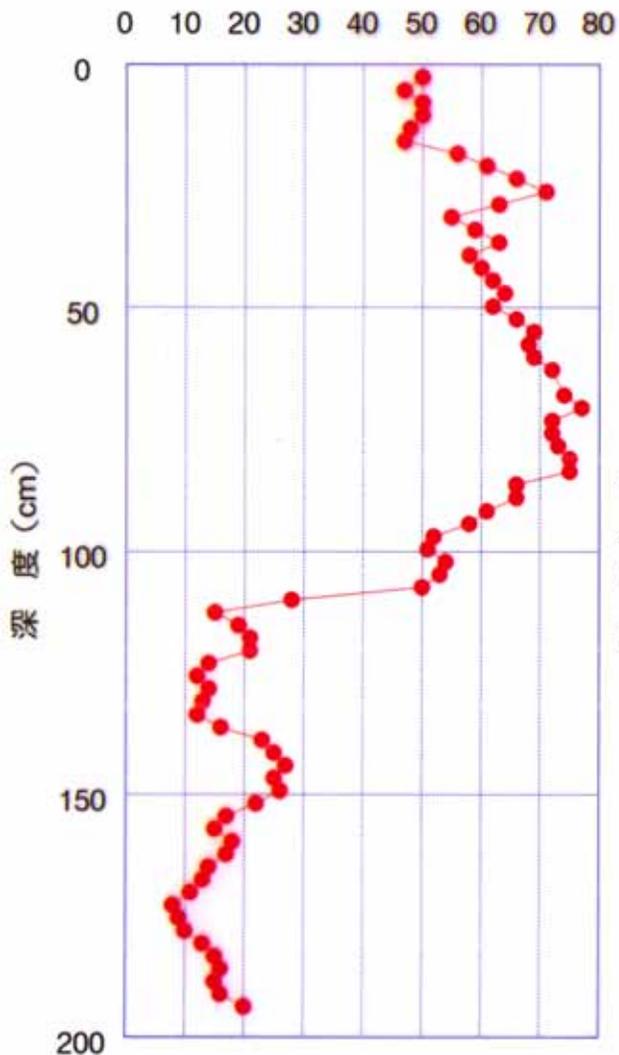
諏訪湖の湖南盆地は上川からの土砂流入で前進埋積された。

- 洪水調節のため、1590年の釜口新堀の開削によって水位を下げた。

釜口水門開削による湖水位低下は堆積物に記録されているか？

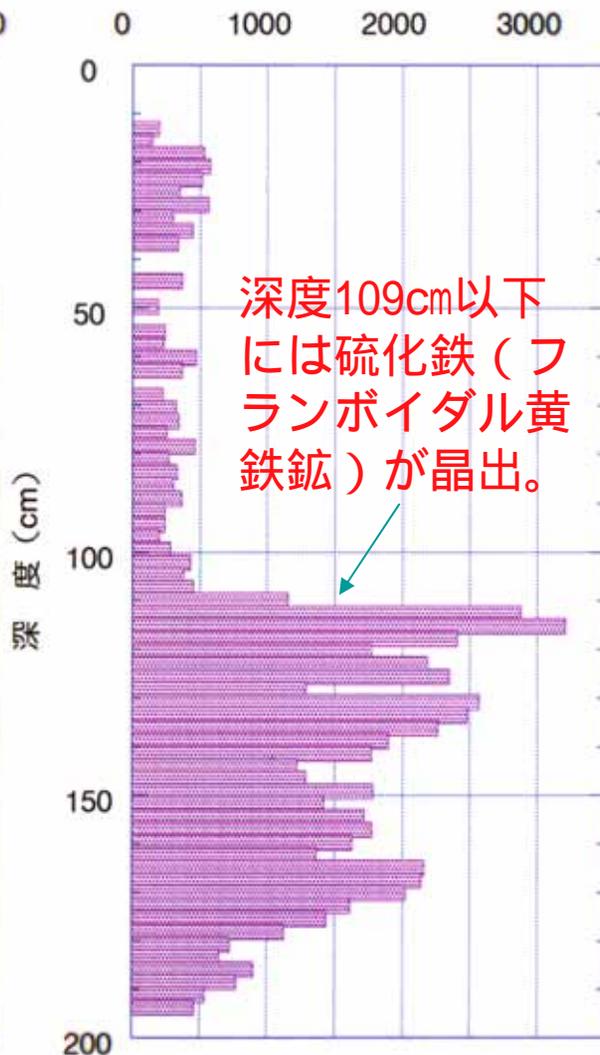
SUW95-2 初磁化率変化

初磁化率 (egs)



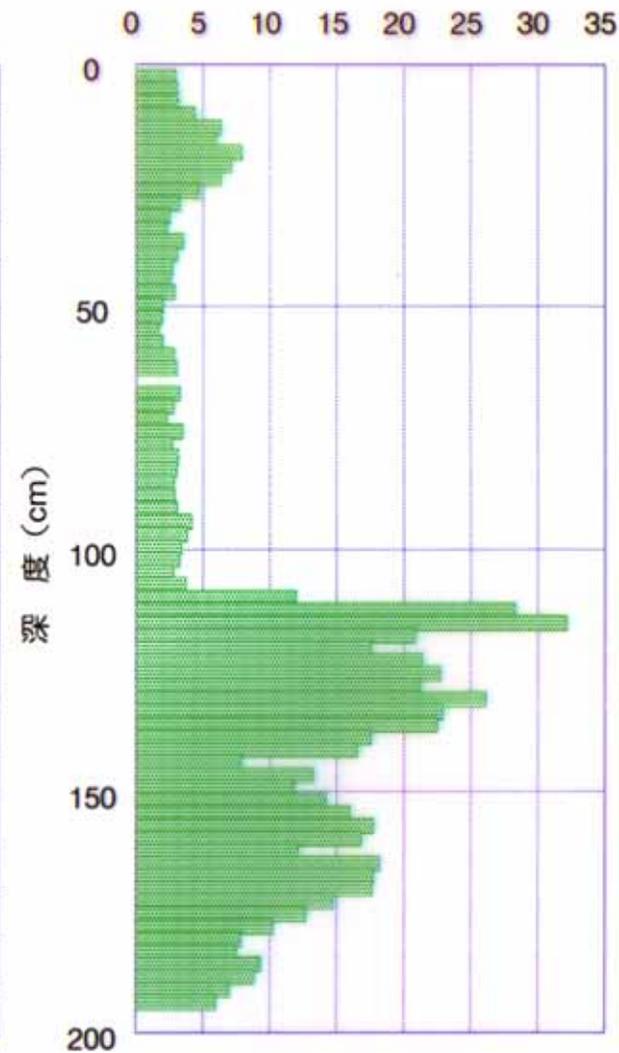
SUW95-2 黄鉄鉱量

黄鉄鉱 (cps)



SUW95-2 硫黄量

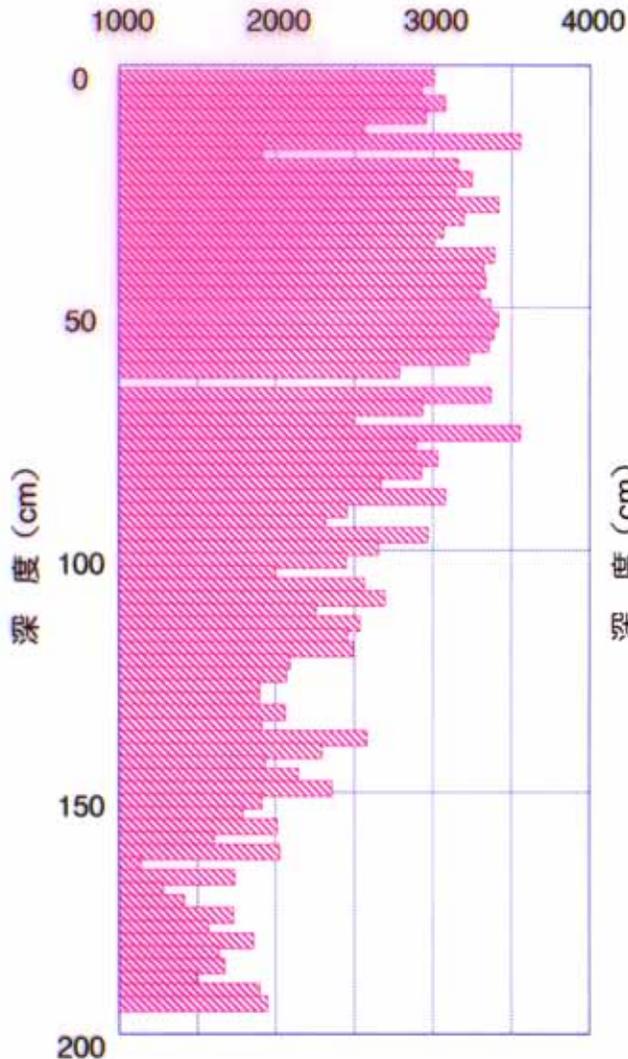
全硫黄量 (mg/g)



深度109cm以深では有機物も多く、還元状態であった。

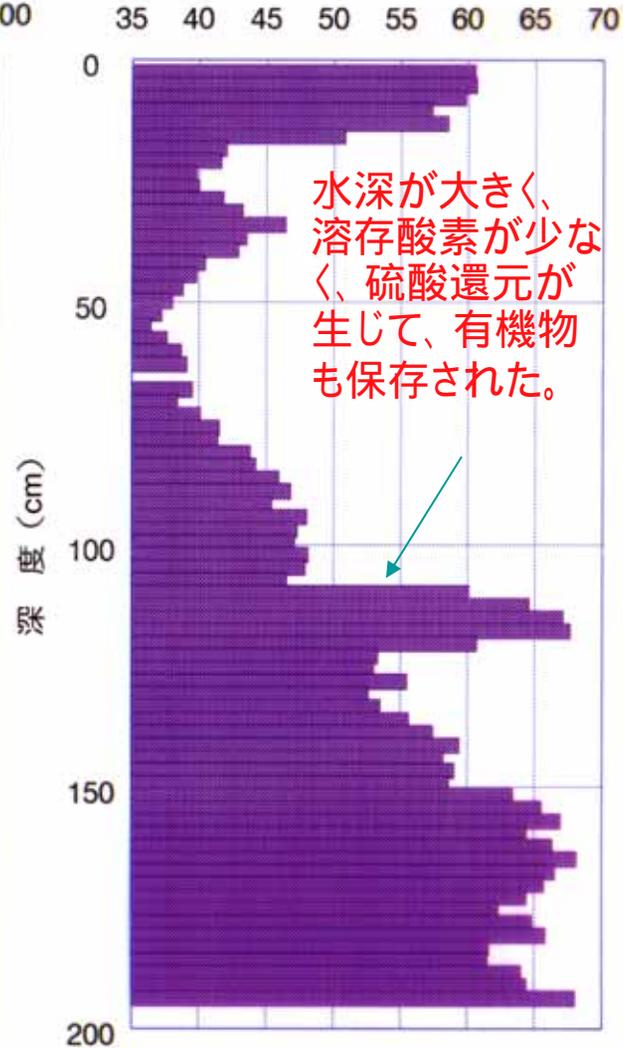
SUW95-2 酸化鉄量

酸化鉄 (cps)



SUW95-2 有機炭素量

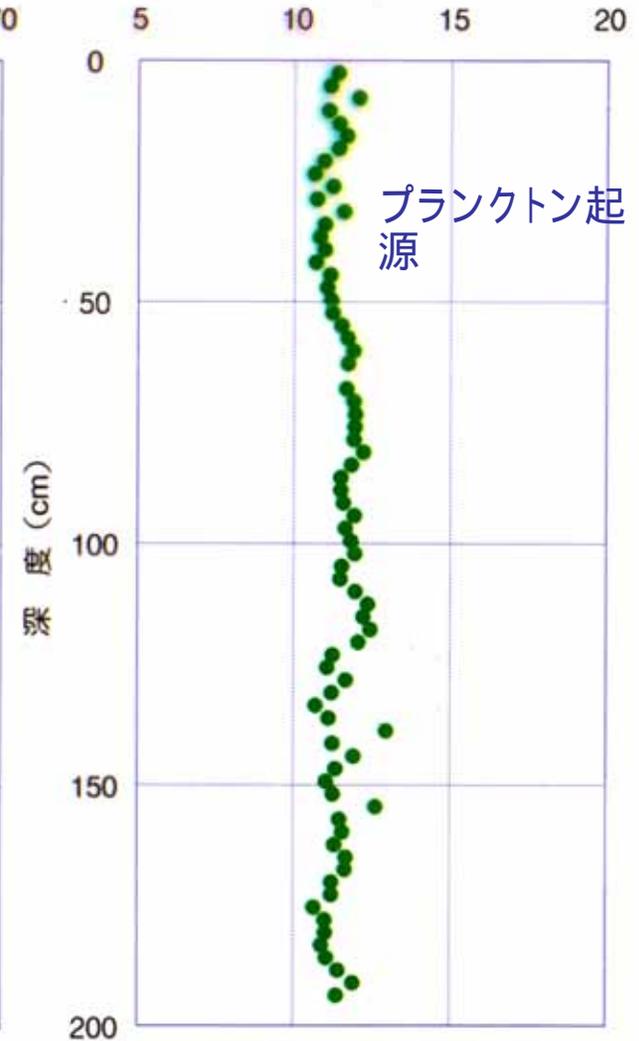
全有機炭素量 (mg/g)



水深が大きく、
溶存酸素が少なく、
硫酸還元が生じて、
有機物も保存された。

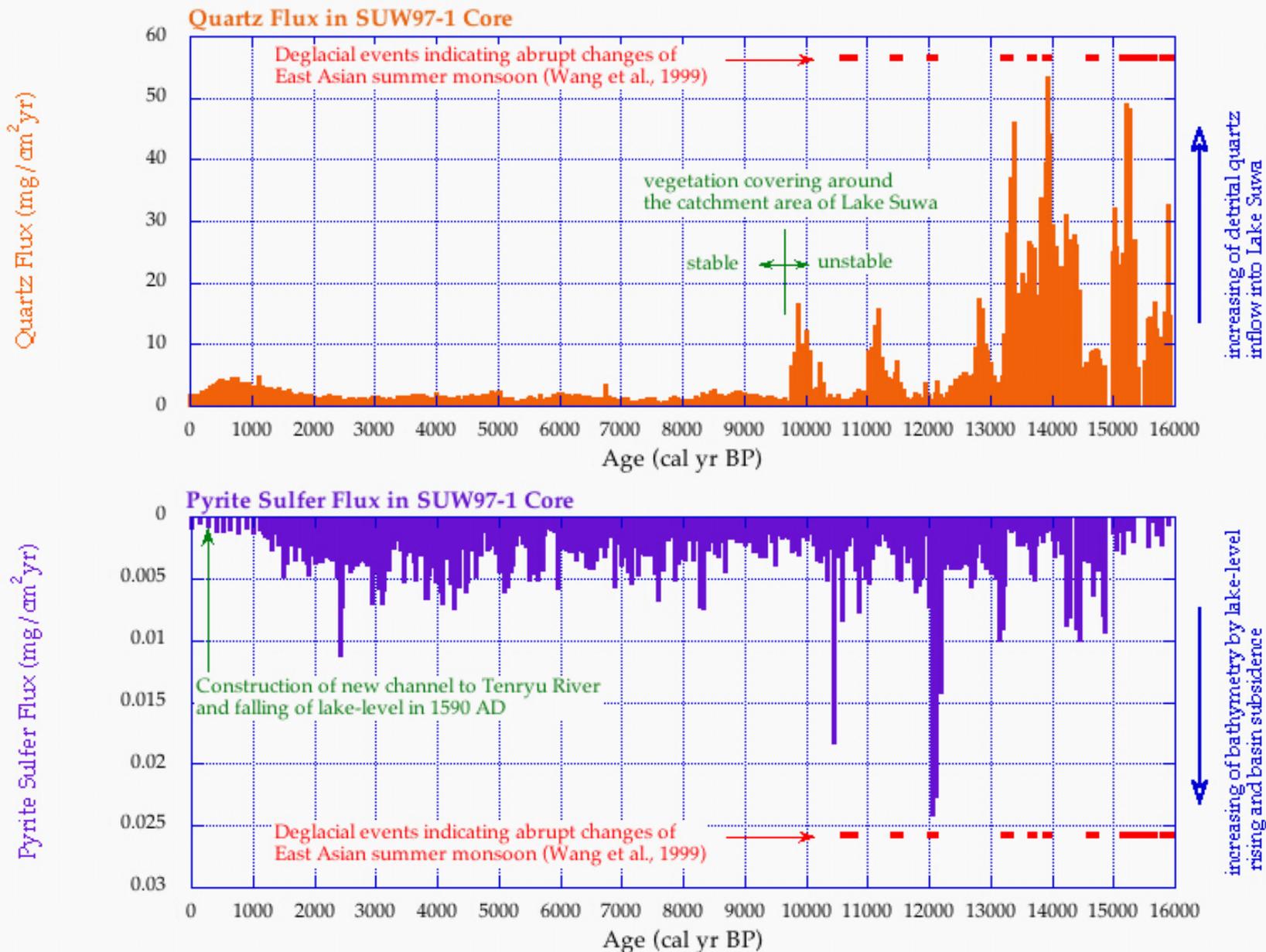
SUW95-2 C/N元素比

C/N比率



プランクトン起源

降水量を指示する石英フラックスと水深を反映する硫化鉄フラックスの関係



日本列島における縄文文化 - 土器編年と気候変動 -

縄文文化の土器編年 (暦年代)

草創期: 15,680 ~ 11,250年前

早期: 11,250 ~ 7,300年前

前期: 7,300 ~ 5,630/5,550年前

中期: 5,630/5,550 ~

4,580/4,510年前

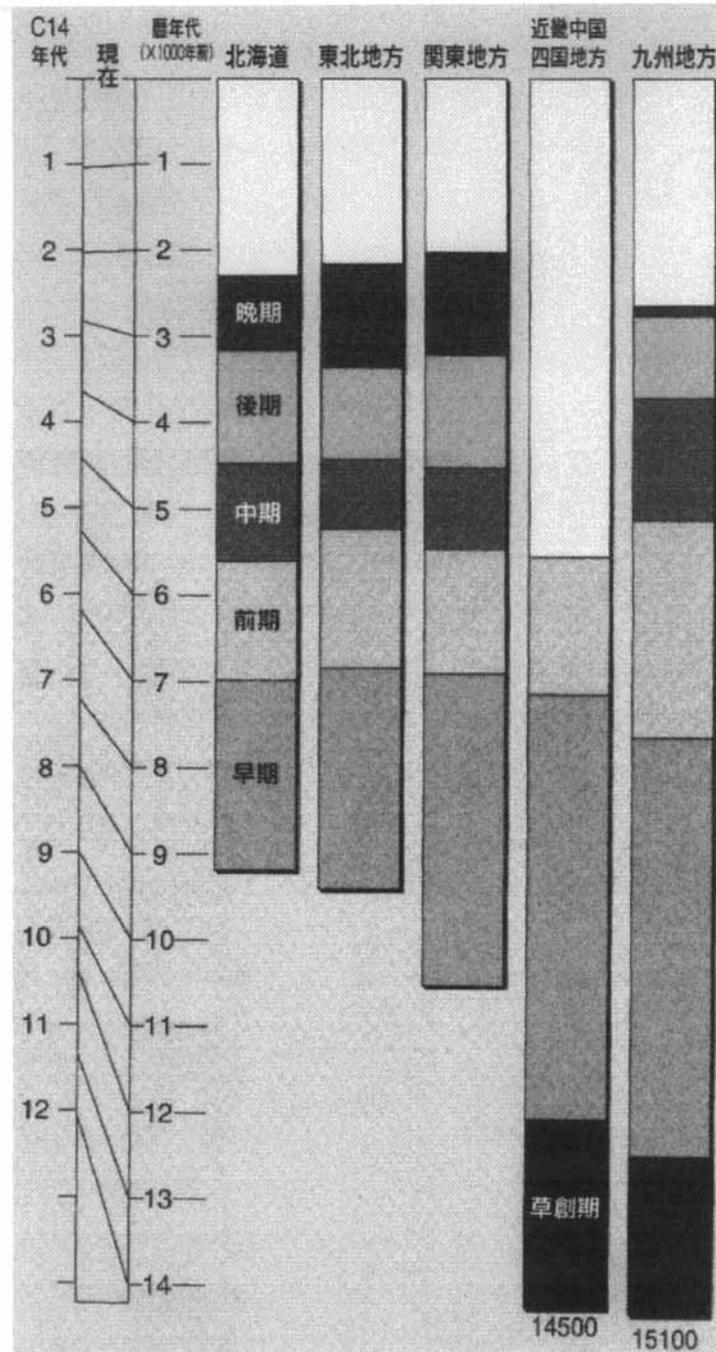
後期: 4,580/4,510 ~

3,260/3,230/3,220年前

晩期: 3,260/3,230/3,220 ~

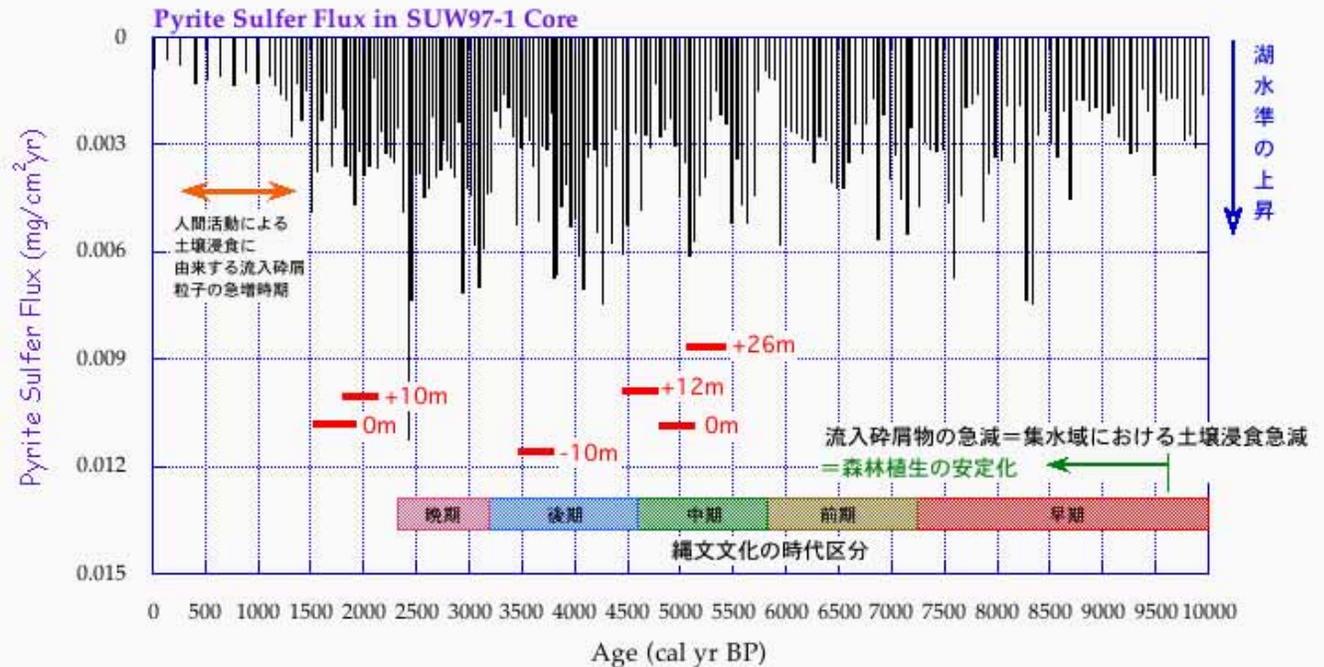
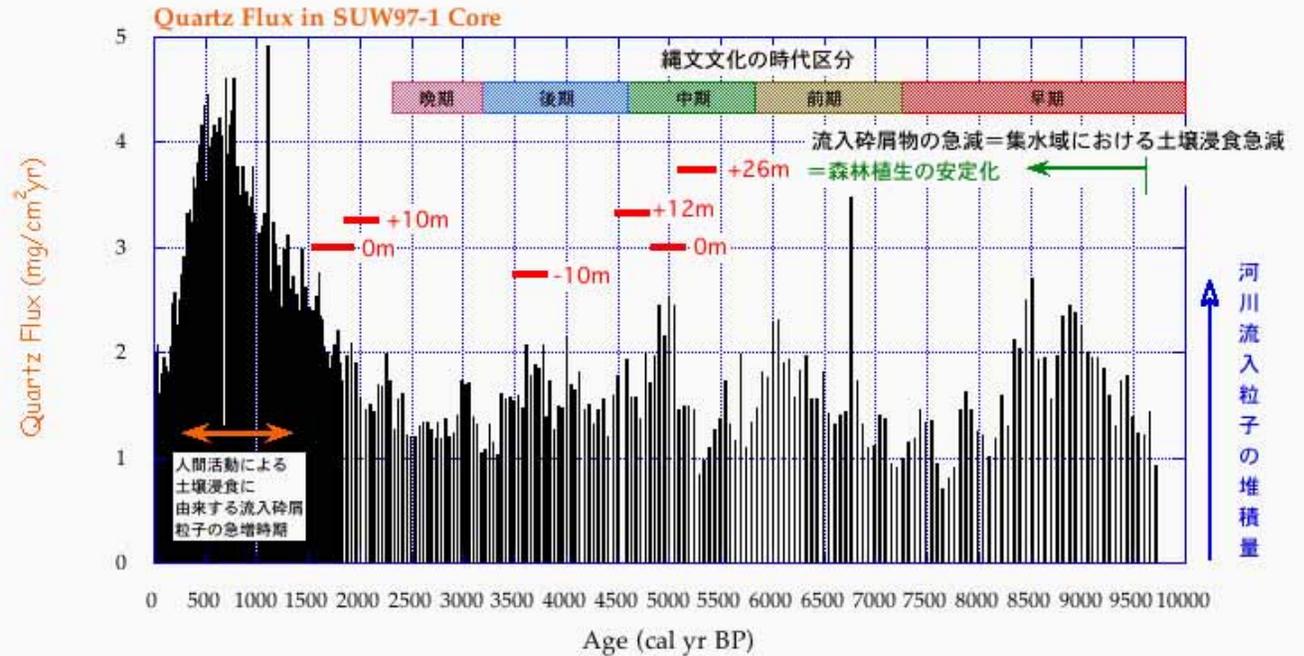
2,410年前

- ・ 境界年代はいずれも寒冷期イベントに相当
- ・ 縄文人の生活に気候変動は影響を与えたか？

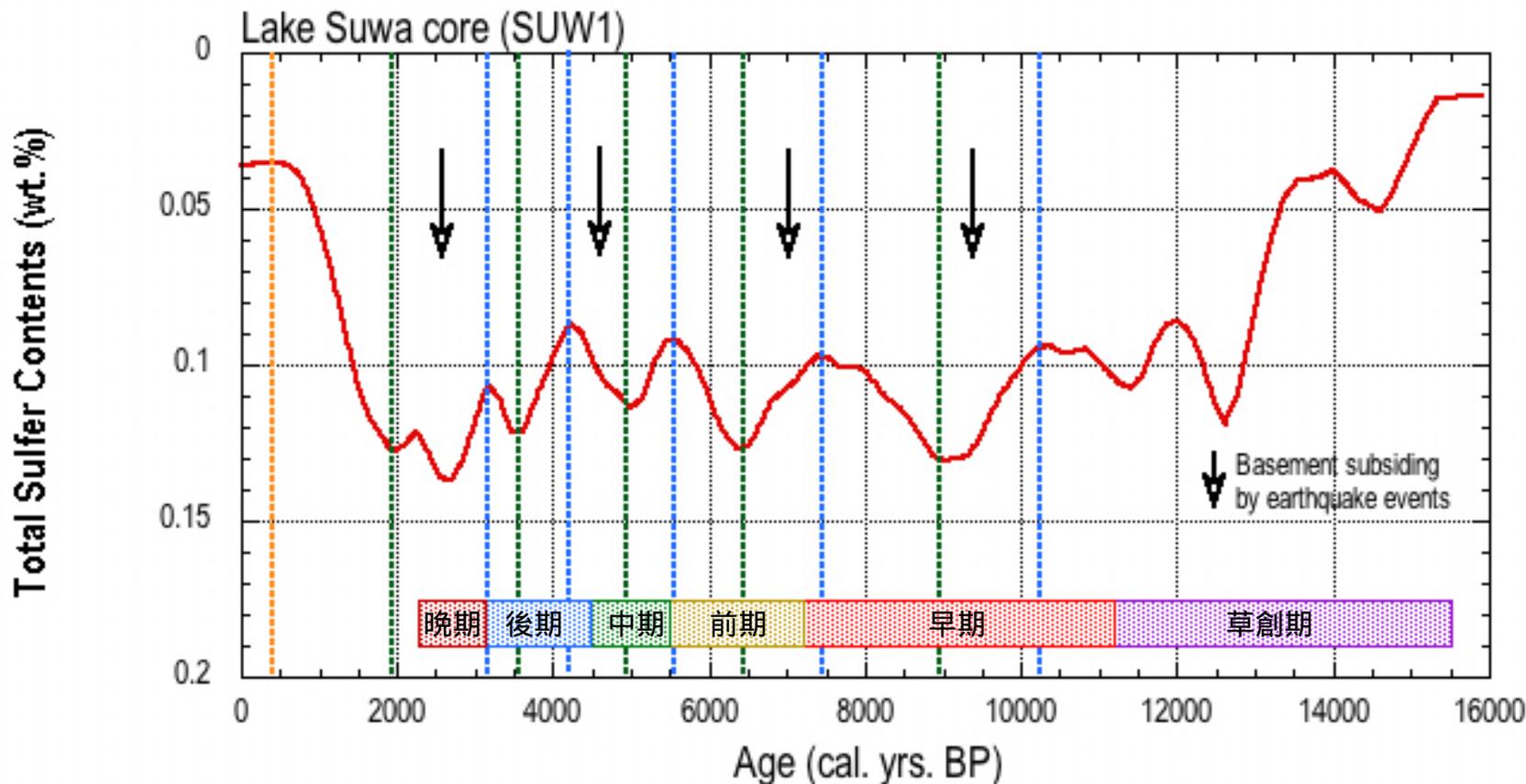


完新世の諏訪湖の埋積プロセス

- 碎屑フラックス増加にともない水深が浅くなっている。
- 水深変化は藤森 (1965,1971) の変化とほぼ一致する。
- 1,500年前以降は碎屑粒子の流入が増加する。この原因は農耕による土壌浸食である可能性が大きい。



諏訪湖における16,000年前以降の湖水準変動



Onset of lake-level rising: 10,250, 7,450, 5,550, 4,200, 3,150 yrs.BP

Onset of lake-level falling: 8,950, 6,400, 4,950, 3,550, 1,900 yrs.BP

- 地震による諏訪湖中央部の基盤沈降イベントは、このSUW97-1コア採取地点の水深を浅くする。これらのイベントによる変動以外は降水量変動による湖水準の上昇・下降を指示する。
- 湖水準の上昇は10,250年前、7,450年前、5,550年前、4,200年前、3,150年前に、下降は8,950年前、6,400年前、4,950年前、3,550年前、1,900年前に、それぞれ開始された。

4. Megata Maar Drilling Programme (MDP)

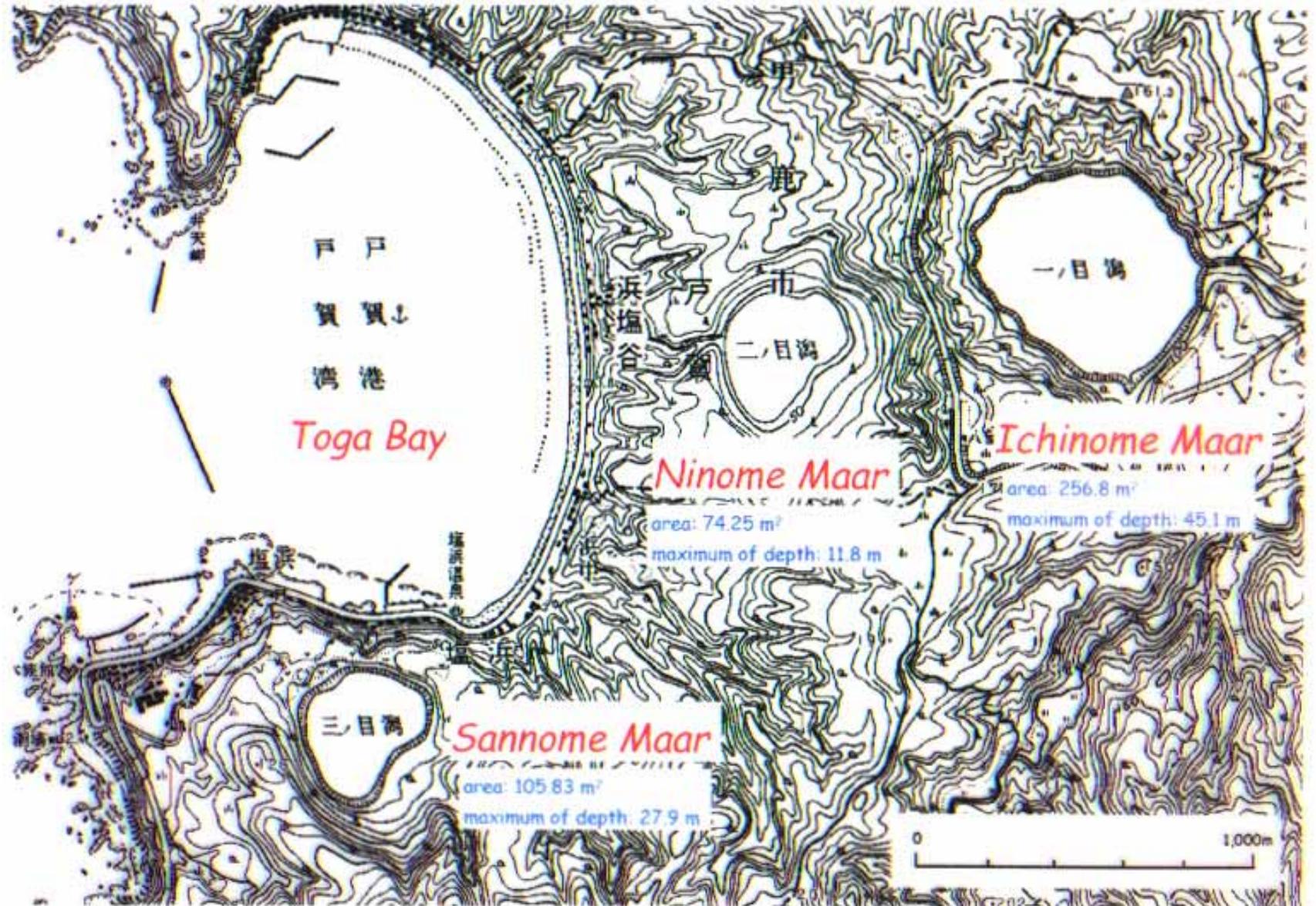
This programme is now planning to take 500m long coring plan of varved sediments at 4 sites of Megata maar group. And including 100m long coring at Lake Suigetsu and Lake Togo, and 250m long coring of loess deposits at Lanzhou City as reference section.

Scientific Goals:

- Establishment of Japanese varve chronology since 150,000 years BP.
- Determination of flux of eolian, fluvial and biochemical particles
- Construction of transfer function into physical and chemical changes
- Sea-level changes and rates of rising and falling since Pleistocene
- Lake-level and Precipitation changes since Late Pleistocene
- Dating of marker tephra in deep-sea sediment of the Sea of Japan
- Human impacts during last 2,000 years

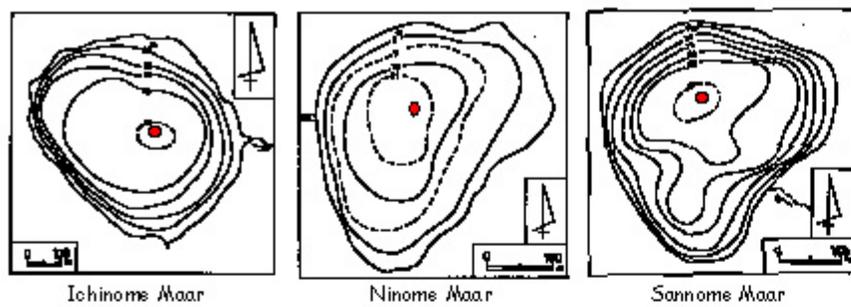


Now, preliminary Programme for investigating coring site and sediment trap have been running since 2001 until 2005. Pre-programme is supported financially by MEXT.

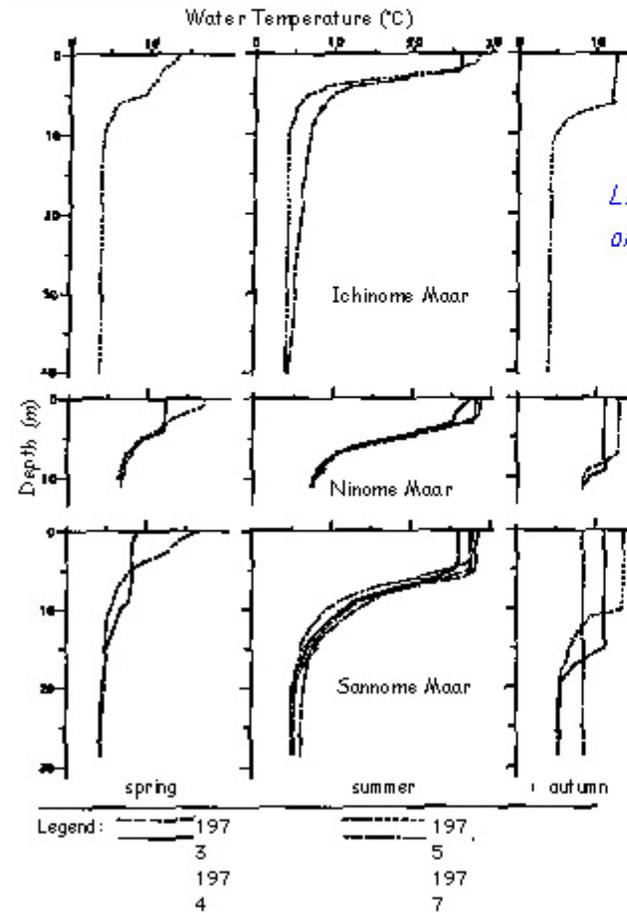


Geographical Map of the megata Maar Group in the Oga Peninsula of Northeastern Japan

Bathymetric Map of the Megata Maar Group

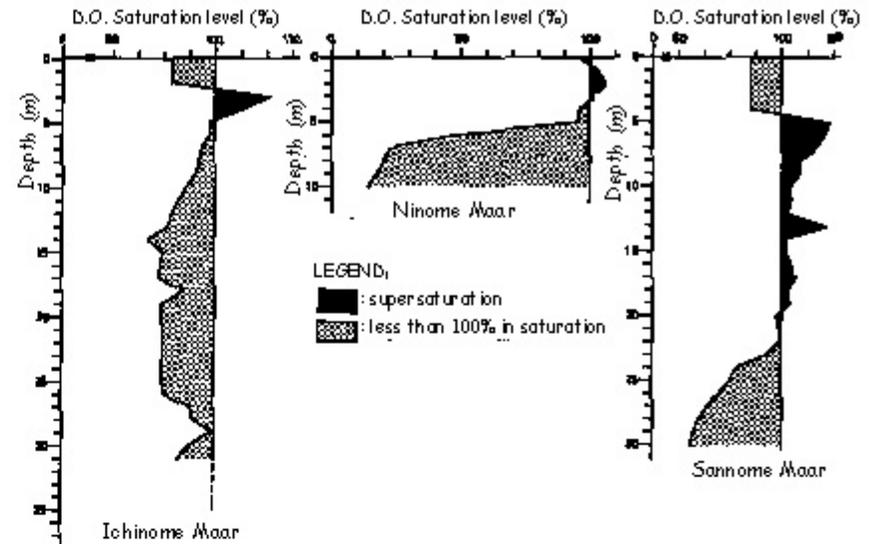


Water Temperature

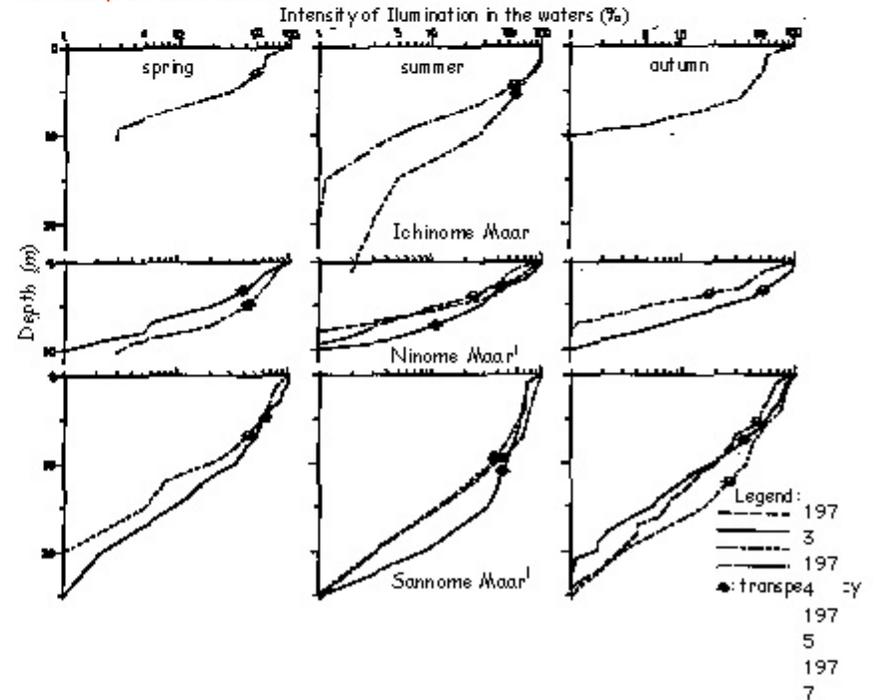


*Limnological remarks
on Megata Maar Group
in Oga Peninsula
by Sato et al. (1986)*

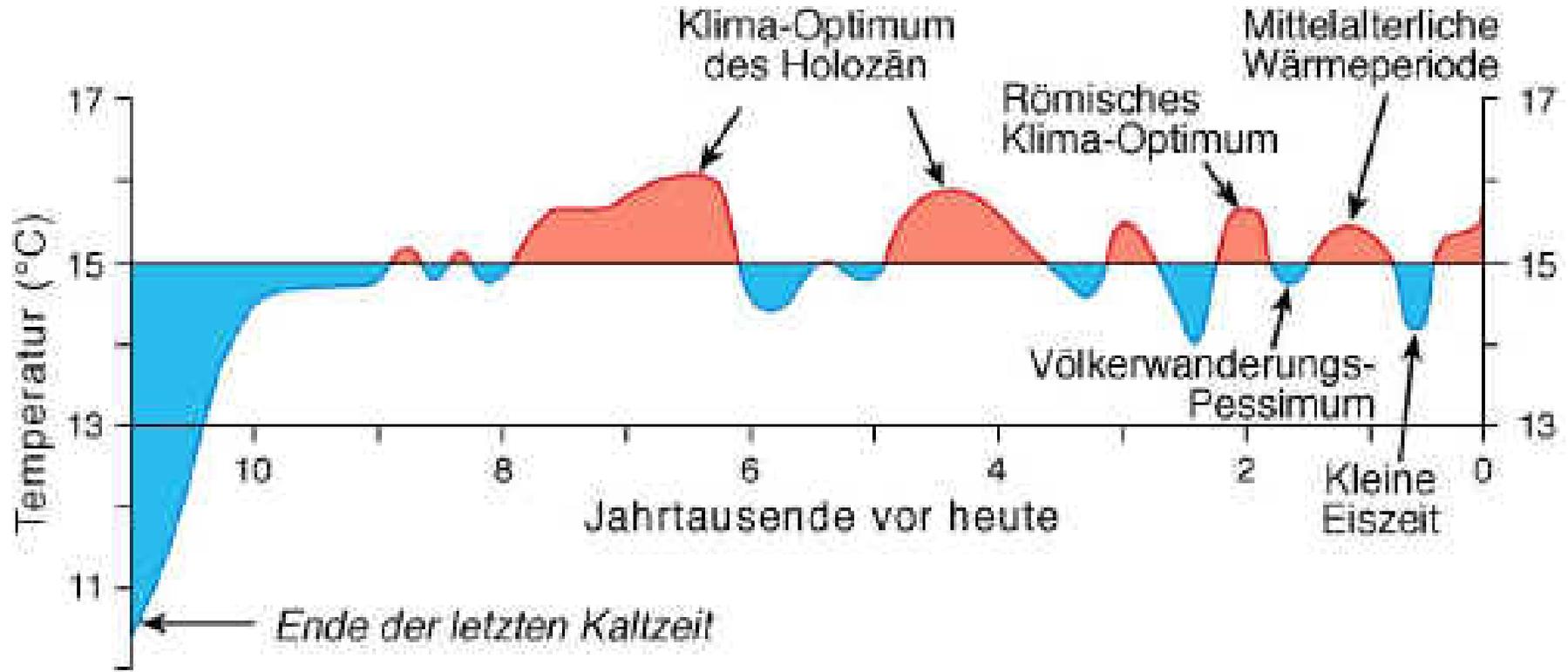
Dissolved Oxygen Saturation level



Intensity of Illumination



ヨーロッパにおける完新世温暖期、ローマ温暖期、民族移動期、中世温暖期、小氷期の気温変化



*Bodennahe nordhemisphärische Mitteltemperaturen der letzten 11.000 Jahre
(verändert nach Dansgaard et al., 1969, und Schönwiese, 1995)*

完新世気候変動

- 完新世の気候変動は、比較的穏やかである
- その変動は、軌道要素に起因する日射量変化、太陽活動、火山活動の影響を受けている
- Bond et al.(1997,2001) **Bond Cycles**
「1470 ± 500年周期で気候が変化している」
- 世界各地で、**RCCs**(Rapid Climate Change) (Mayewski et al.,2004) が認められる。

RCCs:9-8,6-5,4.2-3.8,3.5-2.5,1.2-1,0.6-0.15ka

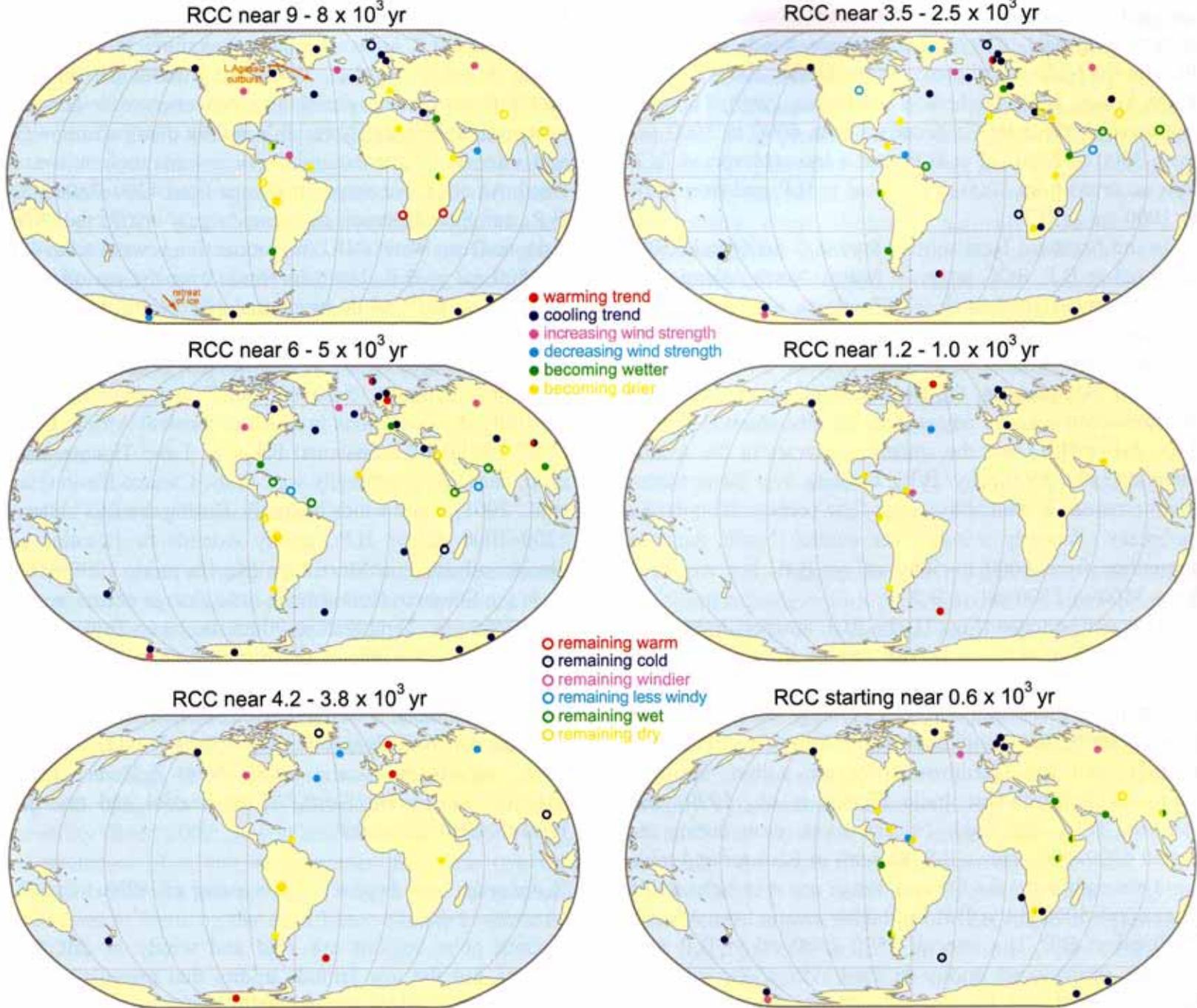


Figure 5. Map displaying state of climate proxies during RCCs near 9000–8000, 6000–5000, 4200–3800, 3500–2500, 1200–1000, and since 600 cal yr B.P.

ハイリッヒ・イベントからボンド・サイクルへの連続性

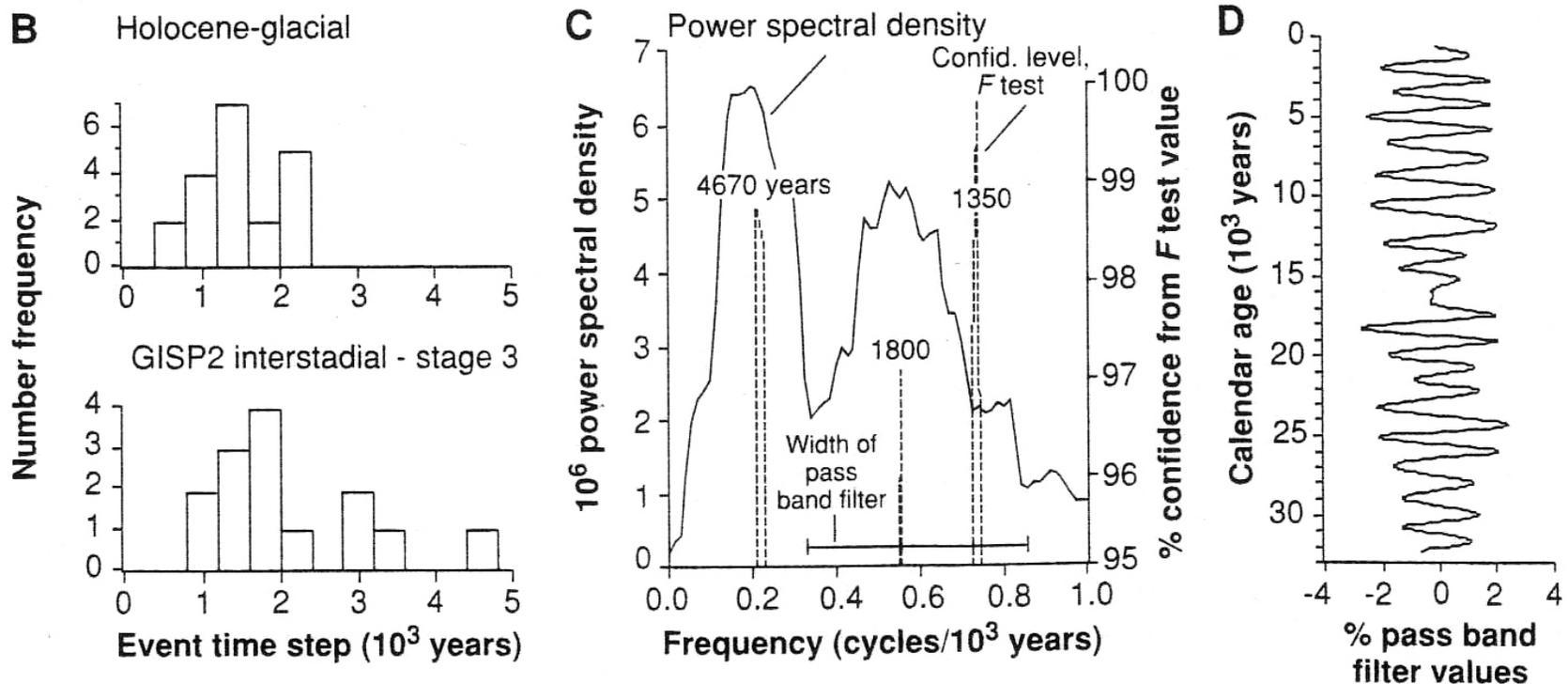
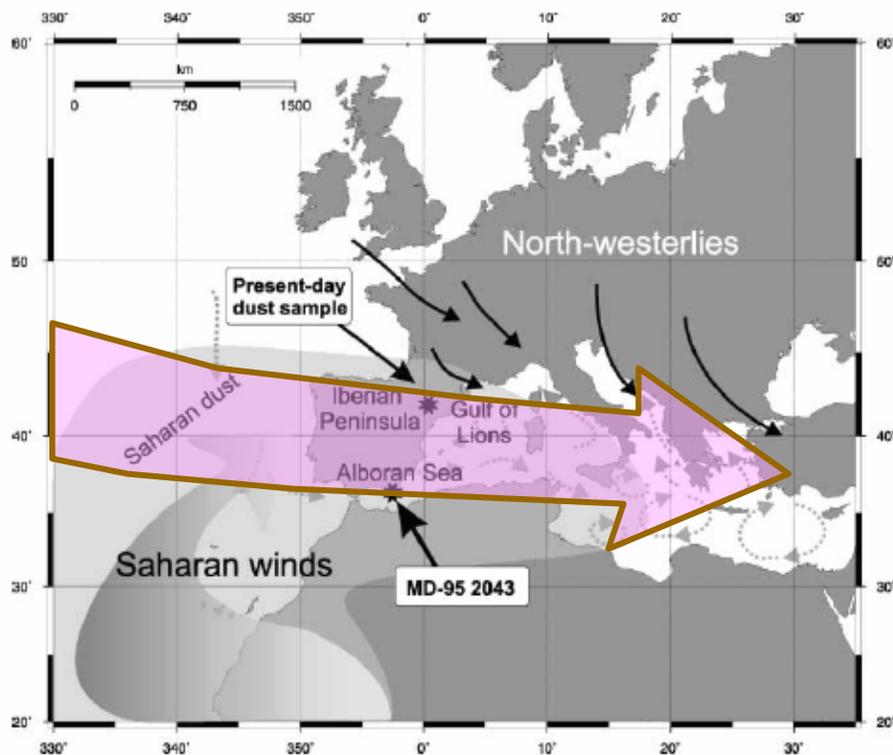


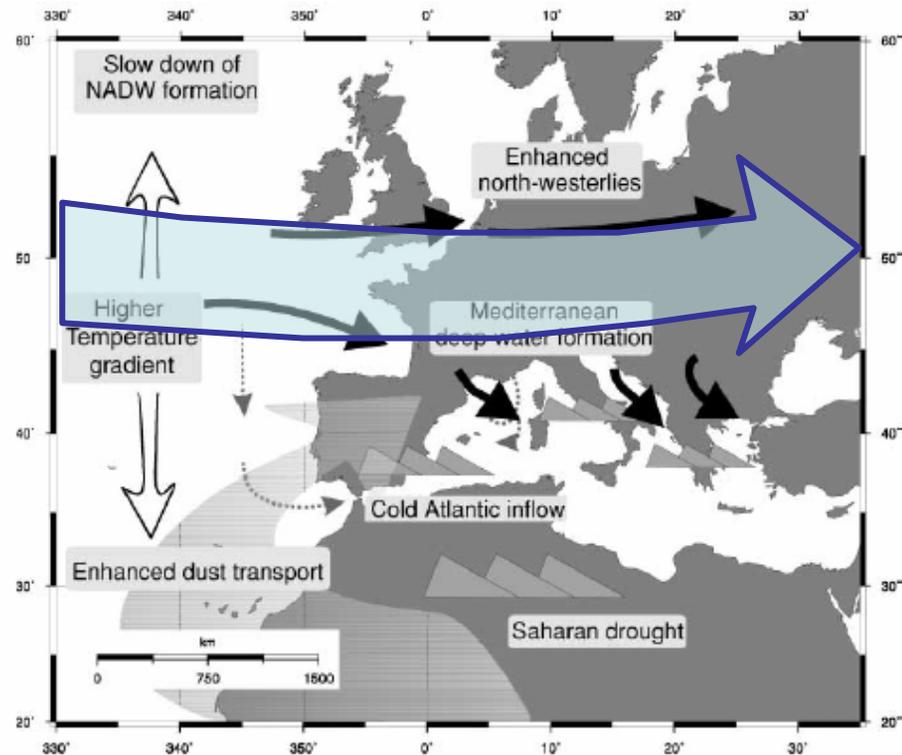
Fig. 7. (A) Time series of pacings of Holocene-glacial events from VM 29-191 and VM 23-81 (●), compared with pacings of numbered interstadials in GISP2 $\delta^{18}\text{O}$ (□) and benthic $\delta^{18}\text{O}$ in VM 19-30 (66). Pacings were calculated as in (27). The pacings of the Dansgaard/Oeschger cycles were obtained by measuring the time steps between numbered interstadials and placing the value at the midpoints between them. The time step to the Little Ice Age (○) is also shown for comparison with older event pacings. Mean values of event pacings are from the composite record of hematite-stained grains in Fig. 6. The calibrated time scale for VM 19-30 is from (25). On the basis of radiocarbon ages and their calibrations, the stage 2–stage 3 boundary is almost 6000 years older than given by SPECMAP tuning (67). (B) Histogram of Holocene-glacial IRD events and GISP2 interstadial events. (C) Multitaper spectral analysis (7 tapers) of time series of hematite-stained grains. (D) Filtered record of time series of hematite-stained grains.

Changes in westerlies position between stadials and interstadials of the DOC in the Mediterranean

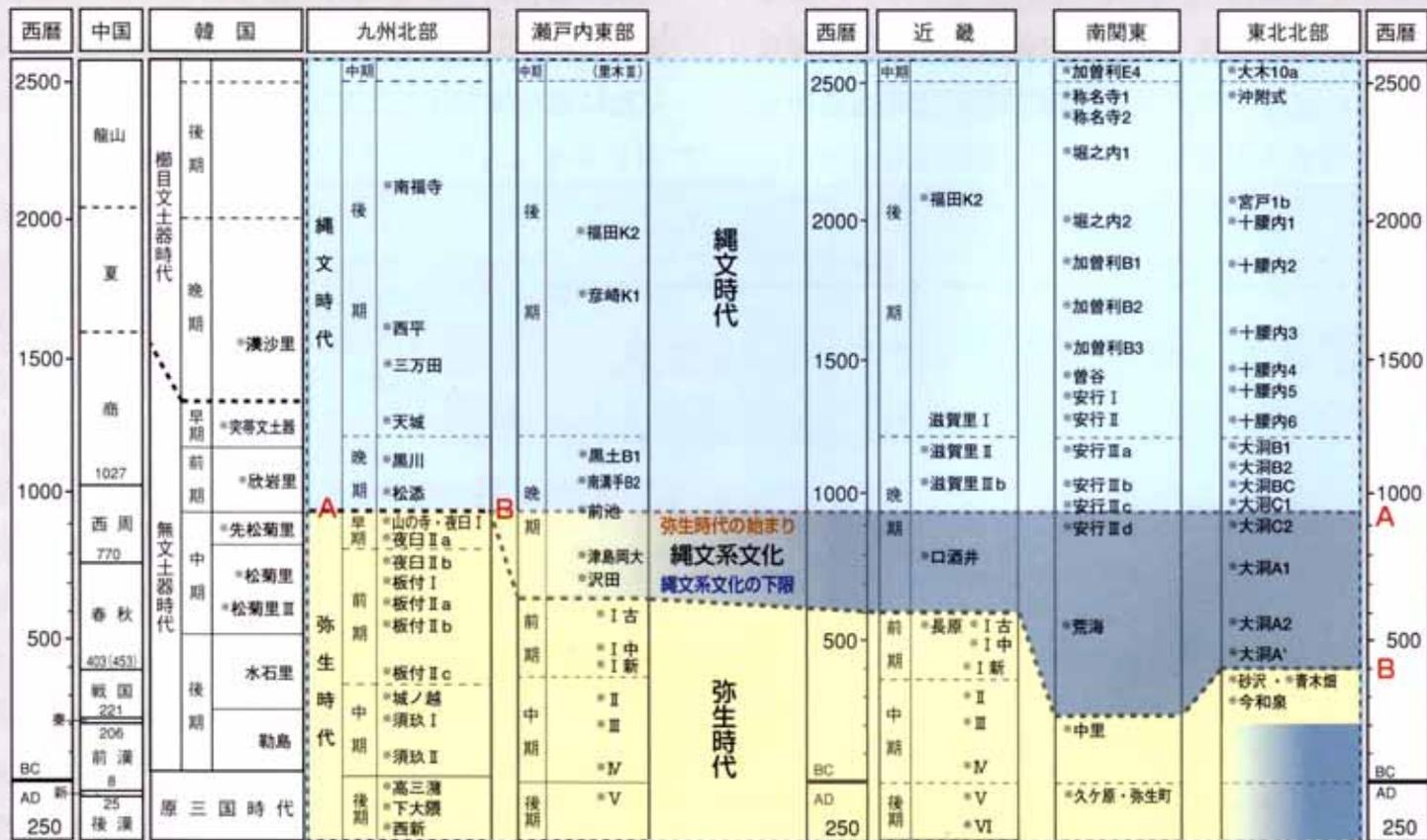
Interglacial/interstadials



Glacial stadials



(Moreno et al., 2002)



炭素14年代の較正年代にもとづく縄文～弥生時代の実年代（※は年代を測定した土器型式）

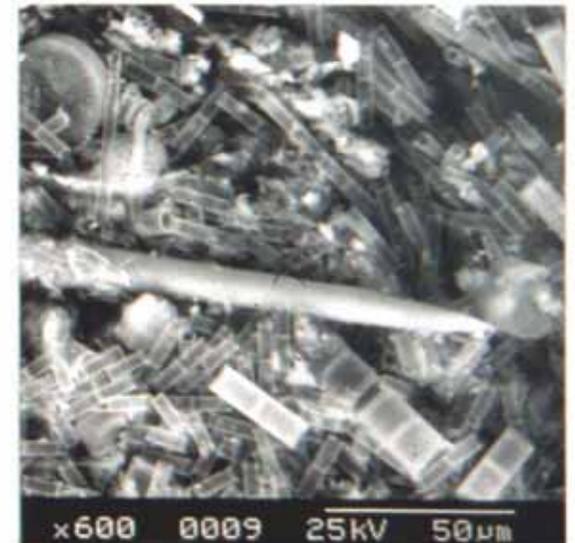
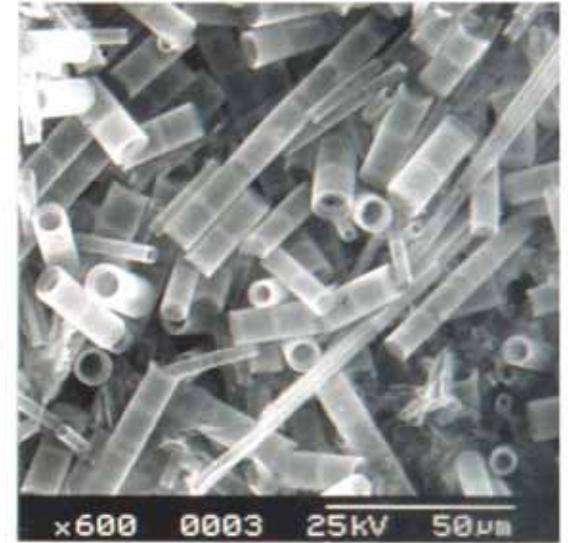
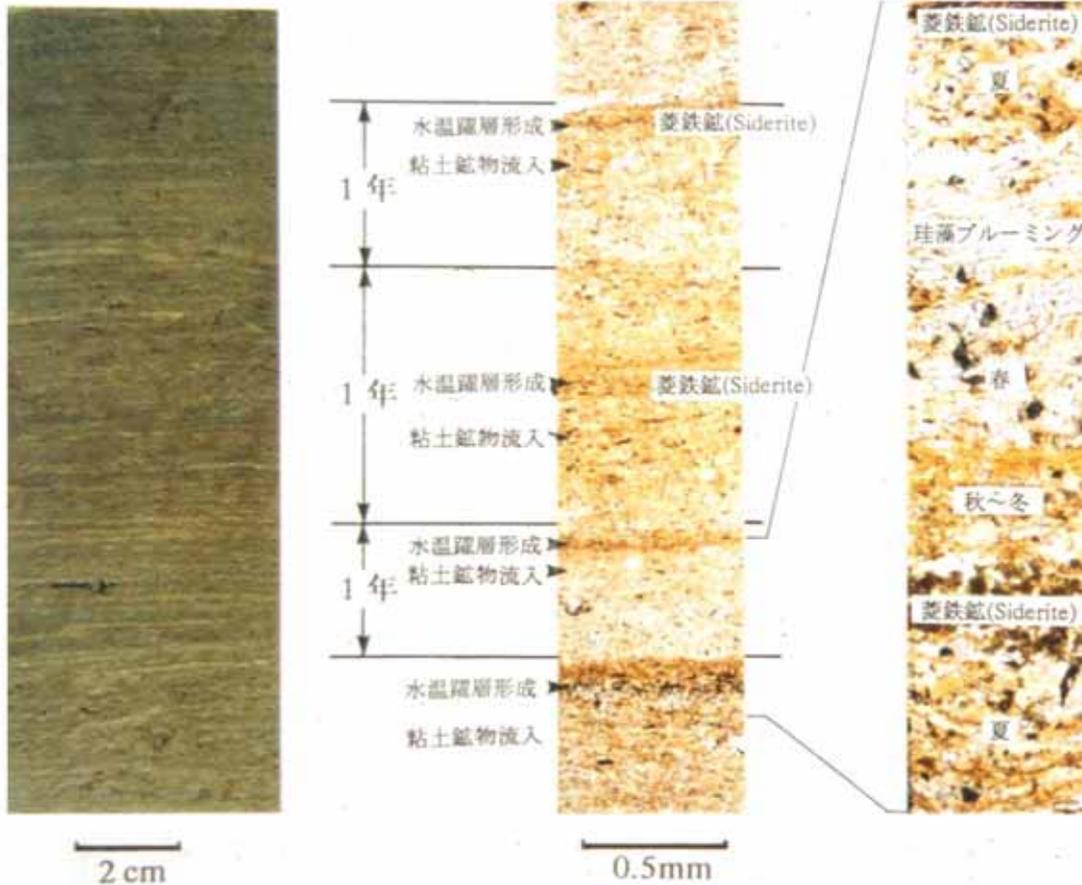
縞状堆積物の発見 明暗葉理(ラミナ、lamina)



堆積物柱状試料(コア、core)を半割にする。薄片(厚さ0.02mm)の作製。
火山灰層の発見。鬼界アカホヤ火山灰(K-Ah)、鬱陵隠岐火山灰(U-Oki)。

明暗ラミナの走査型電子顕微鏡観察

なぜ、樹木年輪のような「年縞(年層)」といえるのか？

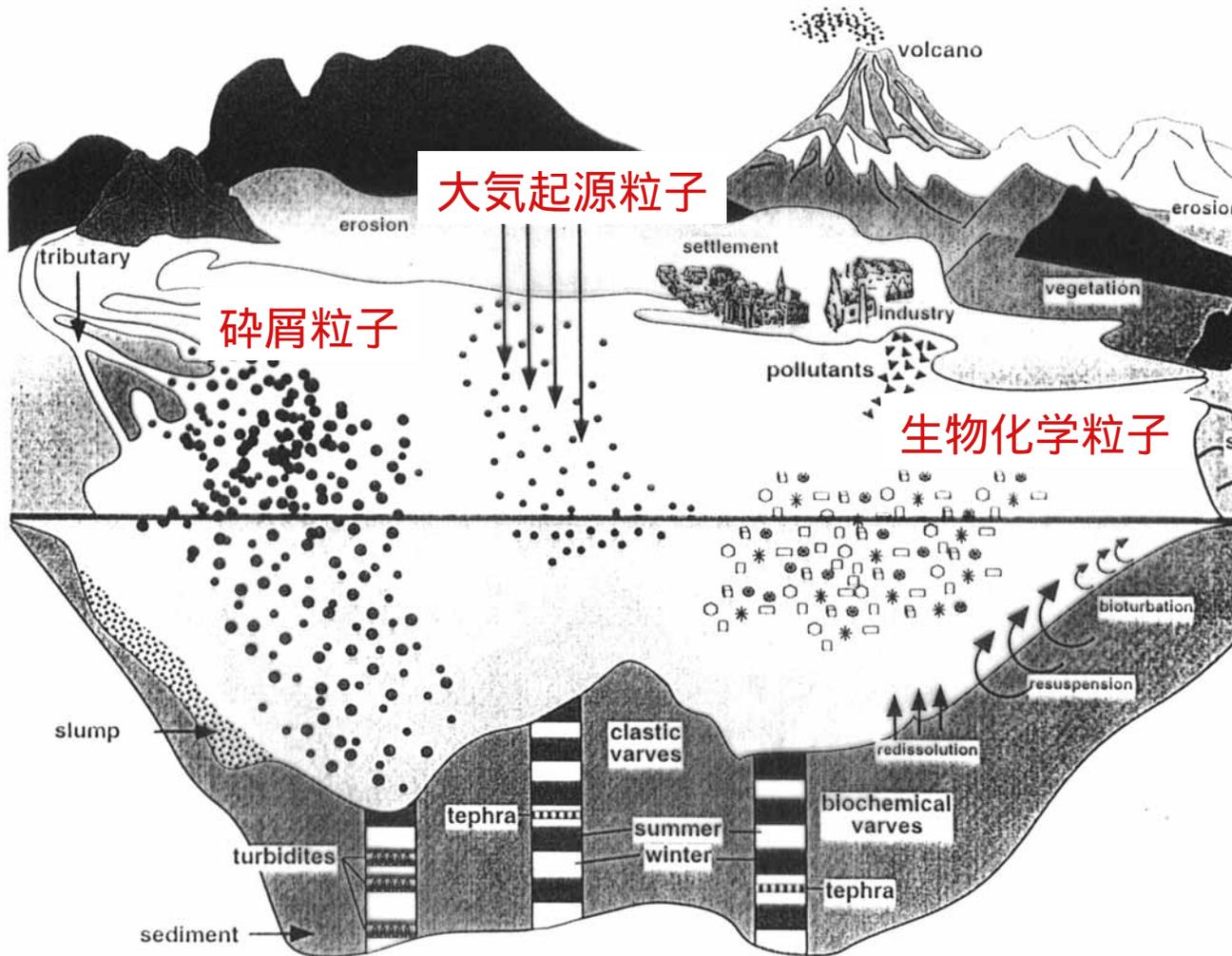


明色ラミナ: 単一種類の珪藻遺骸のみから構成

暗色ラミナ: 様々な珪藻遺骸、海綿骨針と粘土鉱物(風成塵)

明色ラミナは春のブルーミング時期を、暗色ラミナはそれ以外の時期を示す。
菱鉄鉱堆積時期は夏季の温度躍層形成時を指示。溶存酸素極小時期に相当。

湖沼年縞から何がわかるのか？



- 年縞堆積物は 大気中から降下する粒子、河川から流入する碎屑粒子、自生する生物化学粒子から構成。
- 構成粒子の量・組成は、湖沼内における様々な異なる1年単位の堆積プロセスを反映。
- 粒子のフラックスは地域あるいは全地球の気候、自然災害、大気からの降水量および集水域における人間活動によって影響を受ける。

(Beer and Strum, 1995)

中国内部のレス古土壌堆積物



Chinese Loess Plateau

Yuan, Zhenyuan,



Profile of middle Pleistocene loess.

Yugou, Dongjingcun, Luochan, Shaanxi

土壌形成は、モンスーンによる水分の供給を指示する。

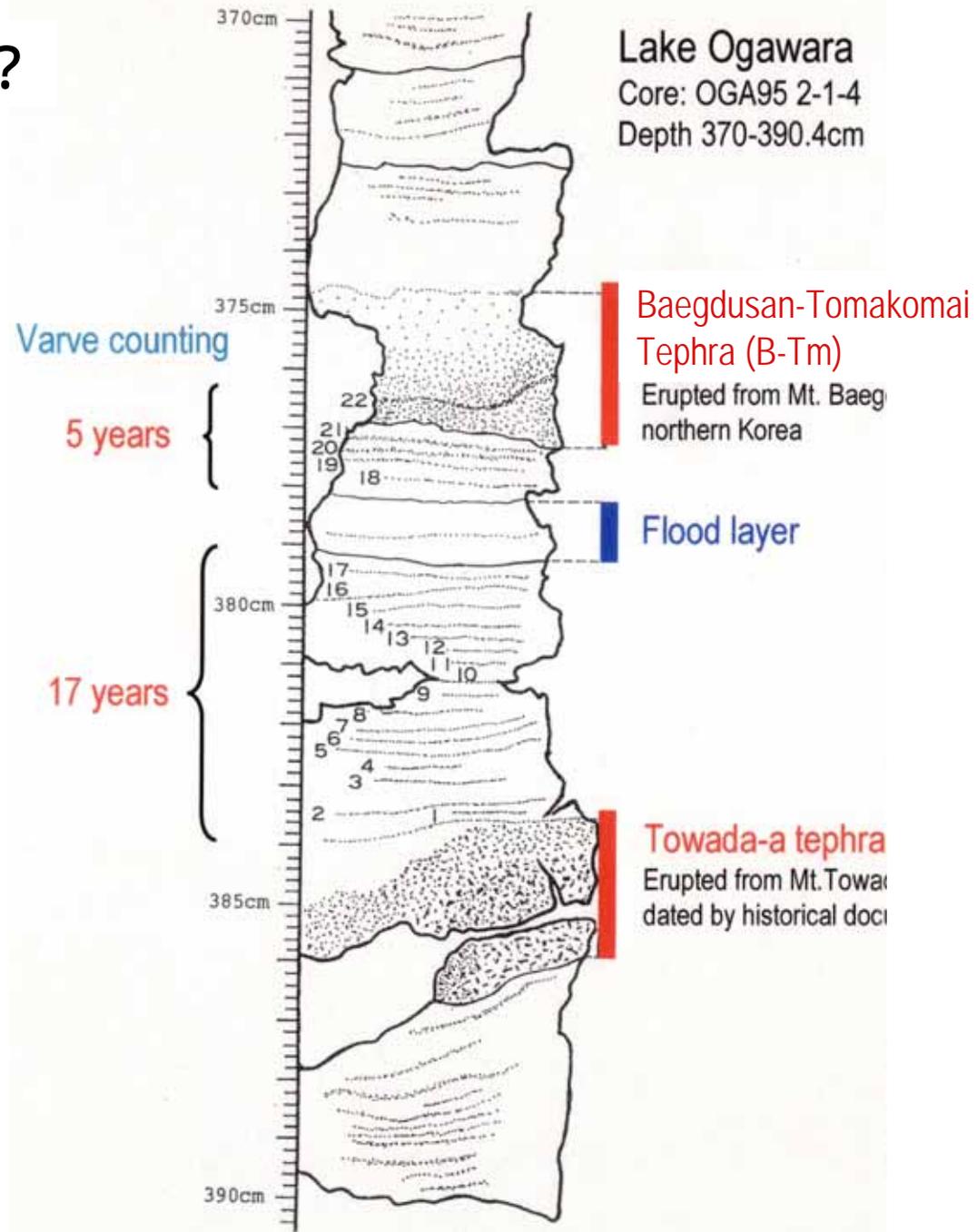
レス・古土壌サイクルは、チベット高原の隆起上昇に伴う東アジアモンスーンの強弱を示しているのでは？



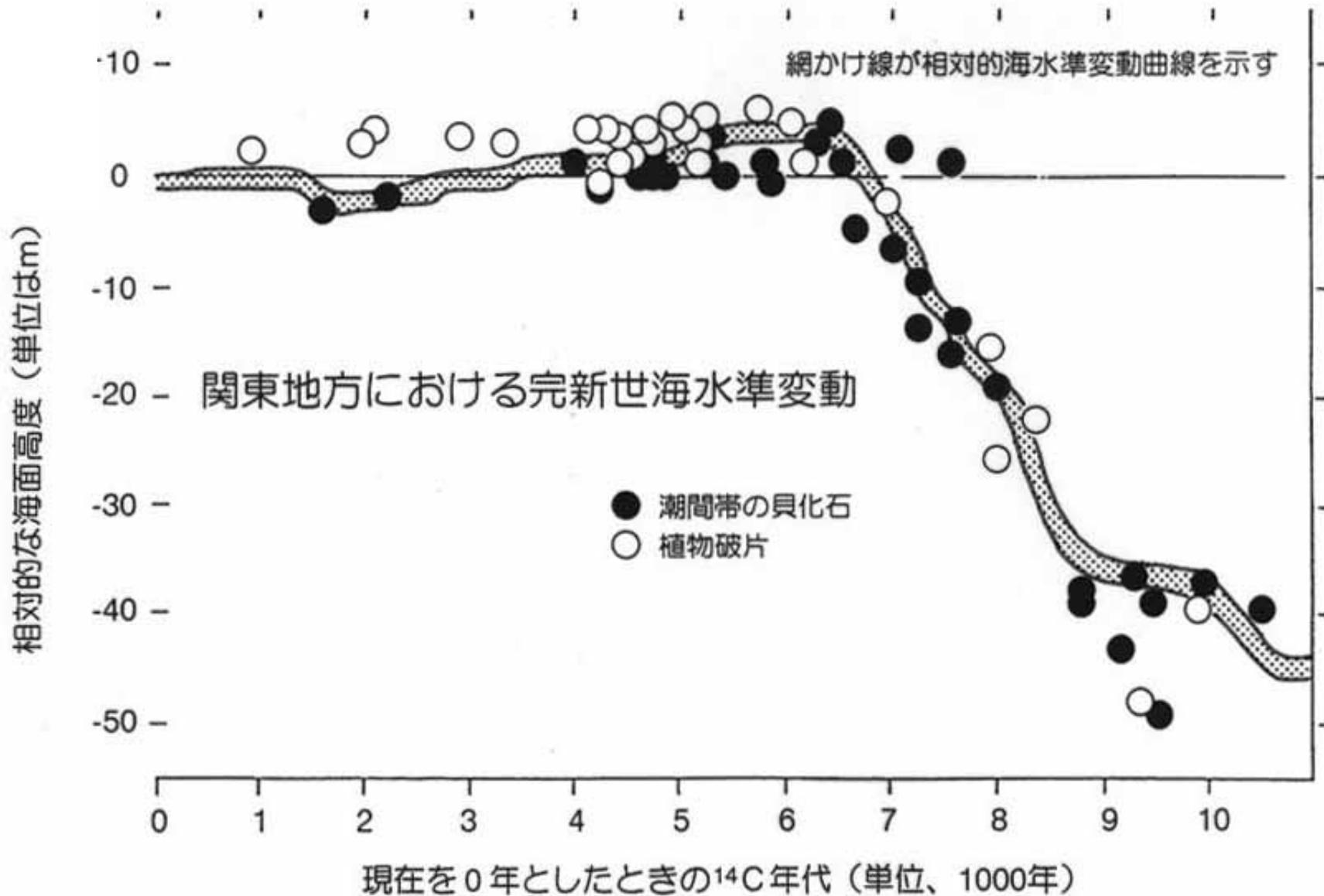
High resolution collecting samples of loess-paleosol sediments by using polycarbonate cubic samplers at Shajinpin section near Lanzhou

白頭山の大噴火はいつか？

- ・ 渤海国の滅亡に白頭山の大噴火は手をかしたか？
- ・ 十和田a 火山灰の噴火は西暦915年と推定される。
- ・ 年縞堆積物から両者の火山灰の間に22セットの年縞がある。
- ・ 白頭山の大噴火の年代は西暦937年夏～938年春となり、渤海国の滅亡とは無関係である。



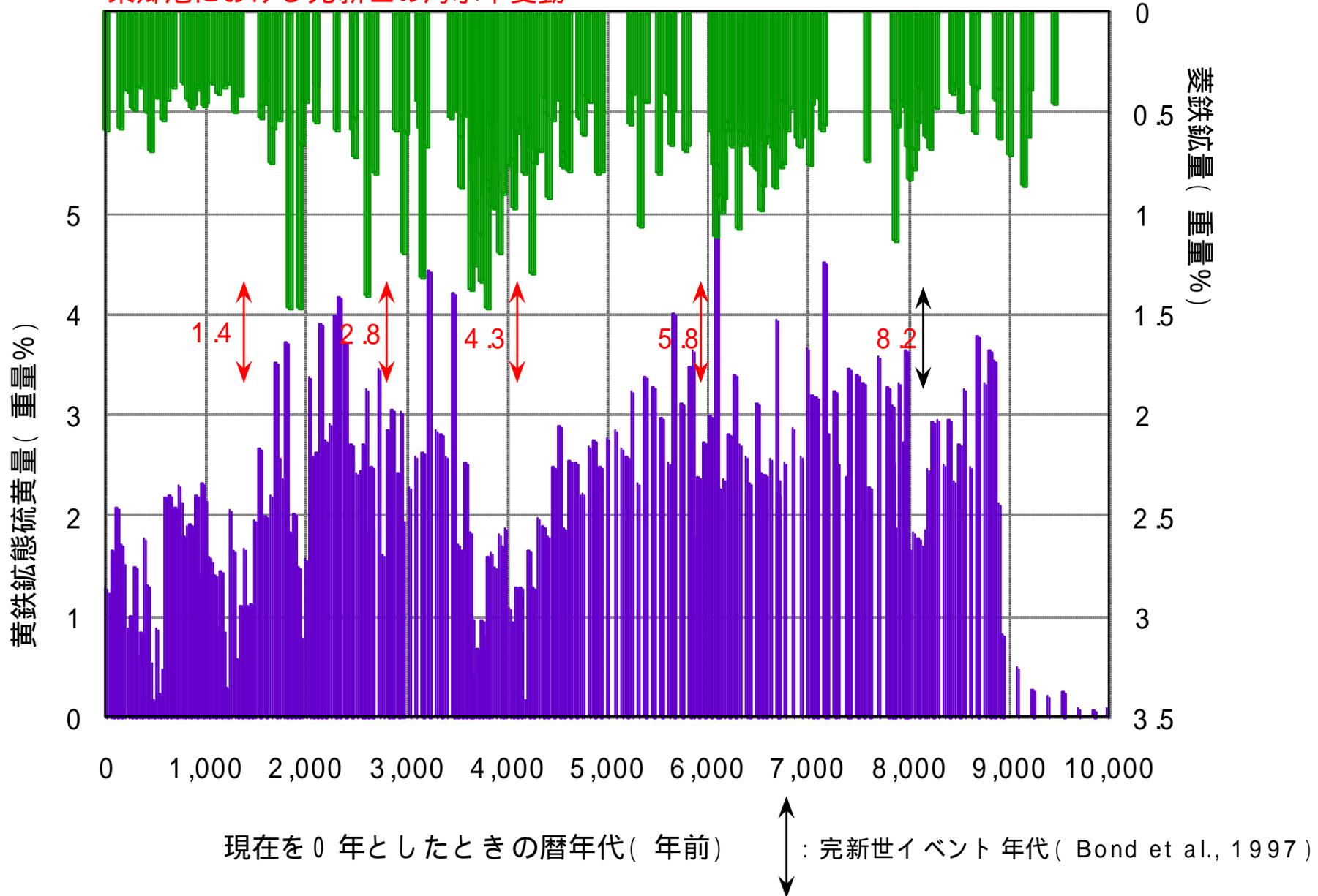
海水準変動における精度と分解能を例として



遠藤ほか (1989) を改変

東郷池における過去9,000年間の海面変動の記録

東郷池における完新世の海水準変動



湖沼・内湾・レス堆積物コアの分析方法

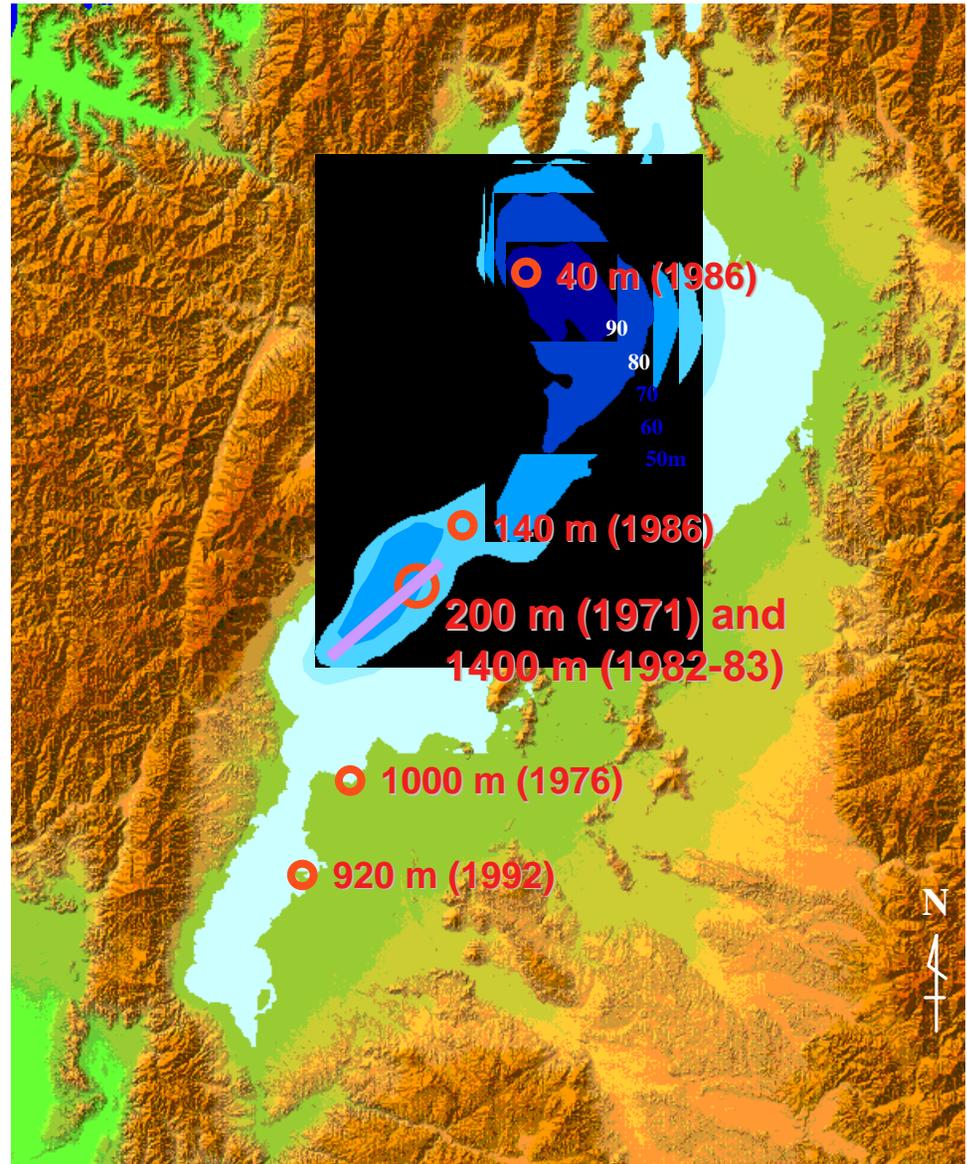
東京都立大学大学院理学研究科地理学専攻
環境変遷学研究室



2. 琵琶湖コア(BIW95-4)の環境磁気変動と湖水準変動

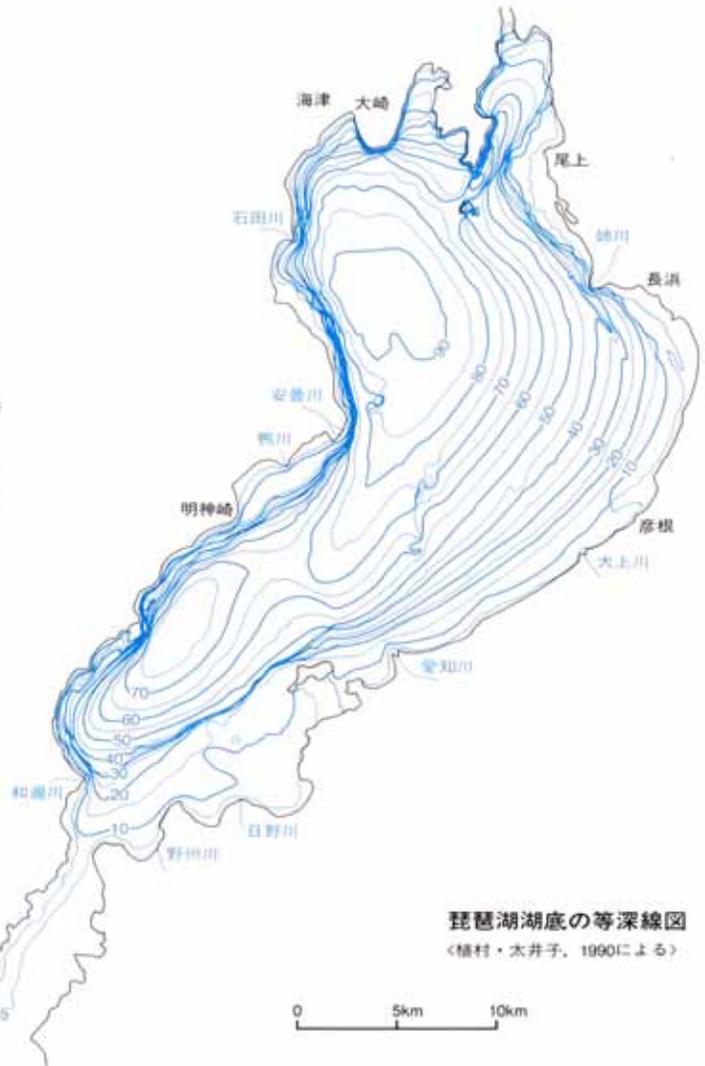
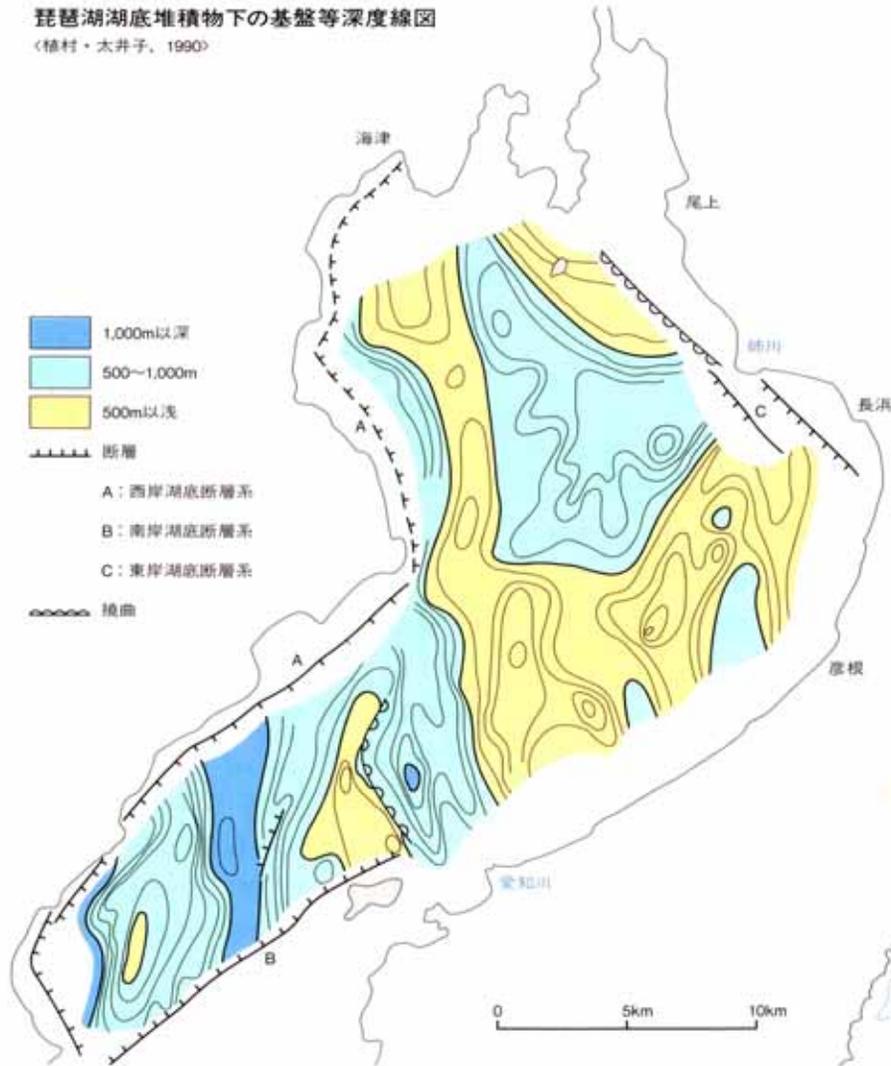
Drilling Projects of Lake Biwa Sediments

- Drill sites in and around Lake Biwa
- Example of seismic profiles



琵琶湖湖底堆積物下の基盤等深度線図

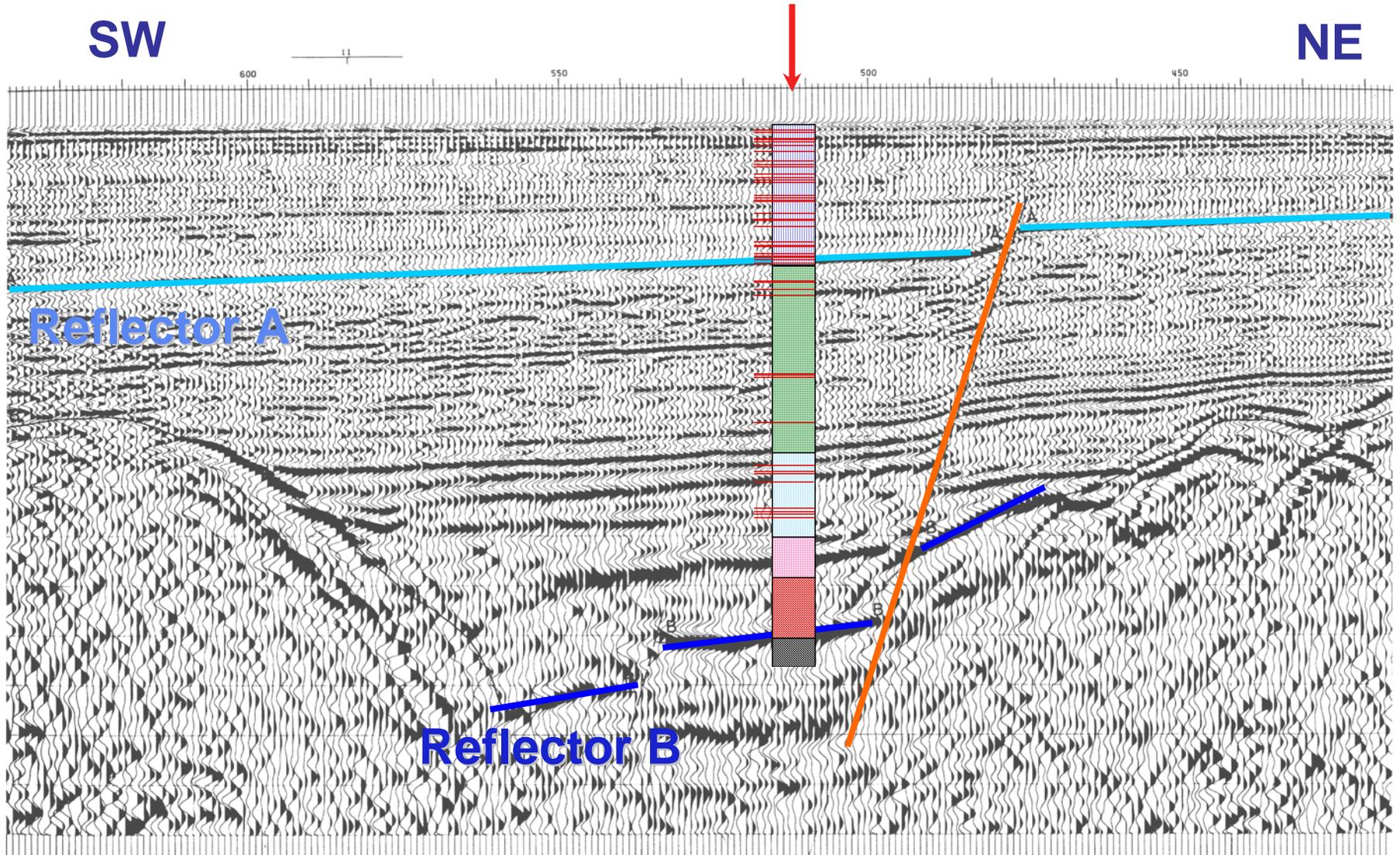
〈植村・太井子, 1990〉



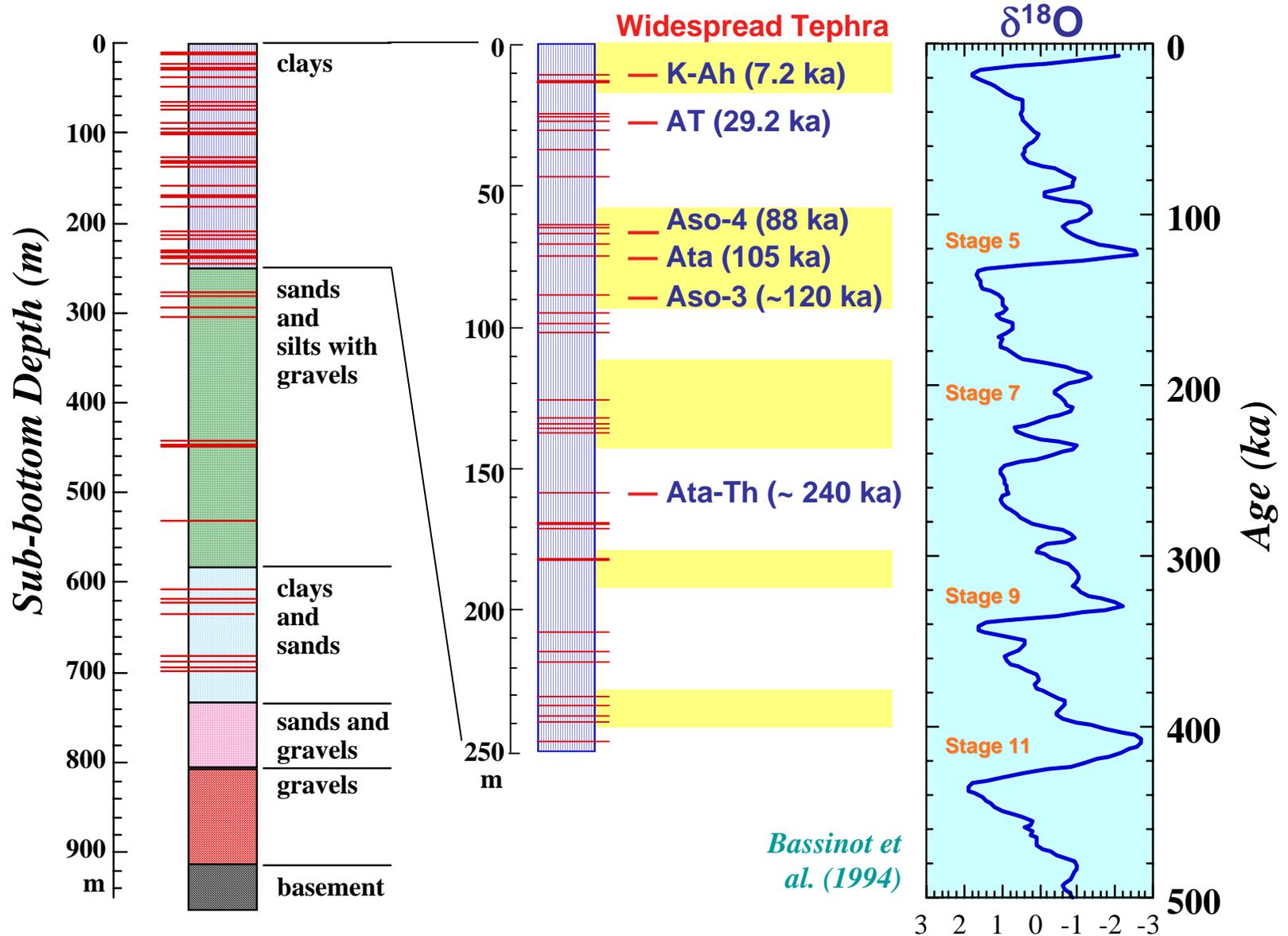
琵琶湖湖底の等深線図

〈植村・太井子, 1990による〉

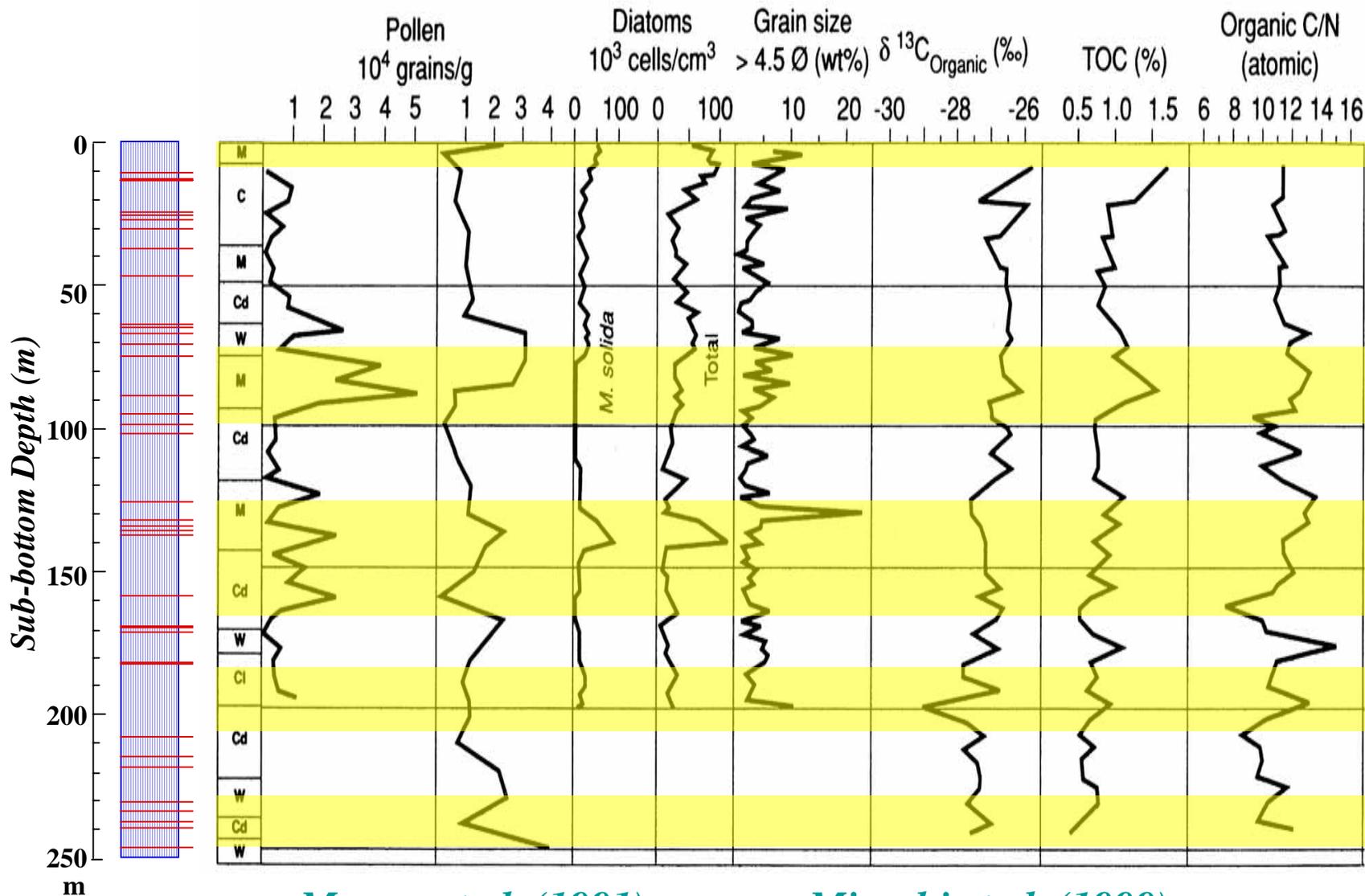
Seismic Profile at the 1400-m Drilling Site



Chronology of the 250-m Thick Clay Bed



Paleoclimate Records



Meyers et al. (1991)

Miyoshi et al. (1999)