

Williams, H. and Hutchinson, I., 2000, Stratigraphic and microfossil evidence for late Holocene tsunamis at Swantown marsh, Whidbey Island, Washington. *Quaternary Research*, 54, 218-227.

ワシントン州，ホイドビー島のスワントウン湿地における，後期完新世の津波の層序学的証拠と微化石的証拠

要旨

合衆国ワシントン州，ホイドビー島の西海岸のスワントウンの，潮汐湿地の泥炭層には4枚の泥質砂層が存在する．2枚の最も広く分布する砂層は陸の方へ向って薄くかつ細粒化し，内陸約100 mで尖滅する．4枚の砂層すべてが海生微化石を含み，内部に成層構造をもつ．それらは，堆積物を運搬する海水の明瞭なパルスの流れによって湿地が短時間の周期で繰り返し浸水したことを記録したもので，津波による堆積物である．4枚の砂層の年代は，放射性炭素年代測定によって暦年代で，1160～1350年前，1400～1700年前，1810～2060年前，そして1830～2120年前であると推定されている．最も新しい2枚の層の年代と，研究地域から約250 km西のカスカディアプレート境界で起きたと推測される大きな地震イベントとの年代の重複は，この震源の地域からの津波によって，堆積物がつくられたことを示唆する．より古い2枚の層は，プレート境界のイベントには対比されない．これらはおそらく，ファン・デ・フカ海峡での局地的な断層による地震，もしくはこの地域の海底地滑りによる津波の産物である．

序

カスカディアにおける古地震学的研究のほとんどがプレート境界型の大地震のタイミングに集中する一方，北アメリカプレート内の浅い断層に関連したより小規模の地震もこの地域の社会にとって厳しい脅威になることが認識されてきている(Clague, 1996)．例えば，シアトル断層，レギスレーチュア断層の地震は，ピュージェット湾の南で，約1000年前に急激な陸地の高度変化を引き起こした

(Bucknam *et al.*, 1992; Sherrod, 1999). シアトル断層地震によって起きた津波は、ワシントン州の西岬の湿地やホイットビー島南海岸のクルトス湾の湿地に砂層を堆積させた(Atwater and Moore, 1992). さらに, Mathewes and Clague (1994)は, 突発的な地殻変動の2つのエピソードが, 後期完新世にジョージア海峡南部で起こったことを示す. これらの陸地の高度変化をもたらした断層はまだつきとめられてないが, おそらくファン・デ・フカ海峡(図1)東端にあるいくつかの断層が関与しているのだろう. Johnson *et al.* (1996)は, これらの断層が依然として活動的であろうと示唆する. これらの断層のセグメントは海峡の真下にあるので, 隣接した海岸の低地帯には, 断層破壊によって起こされた津波の地質学的証拠があるかもしれない.

ここに, 我々は, ワシントン, ホイットビー島の西海岸(図1)の潮汐湿地からの層序学的, 古生態学的発見を報告し, 西海岸では4枚の泥質砂層が湿地に堆積した泥炭層の中から発見された(図2).

研究地

スワンタウン湿地は, ファン・デ・フカ海峡東端のホイットビー島の西海岸に位置する. そこから25 km以内には, デビルズマウンテン断層の痕, 南部ホイットビー島断層の痕, リーチリバー断層の痕がある(図1). スワンタウン湿地の海岸線は, ファン・デ・フカ海峡に沿って西北西に面するので, この位置は直接太平洋からの影響にさらされる.

湿地は, 砂質沿岸洲の風下に発達している浅い潮汐湖であるスワン湖を囲む(図3). 沿岸洲の頂上は, そのバリエーを横切る排水路によって排水された湿地の高度より約2.5 m上にある. 道, 家, そして排水路の建設は, 沿岸洲のわずかな地形改変を導いたが, 海岸線は1858年の調査に示されたものから本質的に変わっていない(U.S. General Land Office, 1884). 前の土地所有者は, 湿地は20世紀初期に排水され耕作のために使われていたと記録する(Wes Maylor, personal communication, 1997). 湿地に流入する大きな河川はないので, 河川性堆積物の供給は, かなり少ない. その地点から得られた振動式コアは, 湿地は

約 3 m までの厚さの泥炭層からなることを示した(図 3).

方法

長さ 1.5 m, 直径 2.5 cm の丸型コアラーを, 4 枚の泥質砂層(以後 E1-E4 と呼ぶ)の分布と層序の地図をつくるために使った. コアは, 海岸線にほぼ垂直な方向の複数の横断線に沿って 10 m 間隔で採取した(図 3). 1 つの横断線からの E1 と E2 の層(2 つの最も広い層)の試料を, 砂の含有量の室内分析のために保存した(乾燥重量基準で計算された).

縦穴は, 地点 ST9 のコアの近くで鋤で掘った(図 3). E1 と E2 の層の直下の泥炭層からの *Scirpus maritimus* (海岸ガマ)の塊茎の AMS 年代を測定した. E3 と E4 の層は主に排水路のすぐ南の狭い湿地の帯に限られた(図 3). これらの層の試料は, 丸型コアラーから得られた. E3 層に部分的に囲まれた *S. maritimus* の塊茎と E4 層直下からの泥炭試料の AMS 年代を測定した. 珪藻と有孔虫分析のための試料は, それぞれの層と直上, 直下から採取した. 微化石群集の処理と分析は, 標準の手法に従った(Hutchinson *et al.*, 1997; Williams, 1999).

それぞれのコア地点での湿地表面の高度は, 近くの U.S.地質調査水準点をもとに水準測量した. この水準点は全国測地垂直データ(NGVD)1929 より 2.6 m 高い(Larry Henke, 私信, 10 月 1998).

層序と堆積物記録

4 枚の泥質砂層の分布と層厚を図 3 に示す. E1 層は, 排水路の近くで最大 30 mm の厚さで, 北東, 東, 南に向かって薄くなり, 内陸 90 m から 100 m の間で尖滅する. 層の末端の部分は, 不連続的に(とぎれとぎれに)分布していた. E2 層は, 4 枚の層の中で最も広範囲に分布し, 排水路の南に約 230 m まで広がっていた. 排水路の南が最も厚く(35 mm), 北東, 東, 南に向かって薄くなり, 内陸 90 m から 100 m の間で尖滅し, 末端の部分は不連続に分布する. E3 層は, 分布範囲がより限られ, 最大の厚さはたった 10 mm で(排水路の北へ向かう), とぎれとぎれに分布する. E3 層は内陸 50m から 60 m の間で尖滅する. E4 層は, ごく

限られた分布で、最大層厚はたった 5 mm である；4 つのコア地点だけに見つかり、それはすべて沿岸洲から約 10m の範囲までだった(図 3)。

コアの横断線の 1 つに基づいた層序断面図は、内陸に向かうにつれて E1 と E2 の層が薄くなっていくことを示す。砂層を囲っている泥炭層は、0.8-1.5 m の厚さで、泥もしくは泥質砂から泥質泥炭へと遷移して、その後泥炭層となり、潮汐干潟の堆積物と解釈される(図 4)。層とそれを囲む泥炭層の接触面は、一般に明瞭である(上面と底面)。E1 と E2 の層は内陸に向かって徐々に細粒化し、泥質中粒—細粒砂から泥へ遷移する。両層の砂の含有量は、ST17 地点(沿岸洲の近く)で 20-30%だったが、50 m 内陸の ST11 地点では 0 になった(図 5)。

4 枚すべての層で、所々に、砂と泥の対が多重に重なる成層構造が見られる。例えば、ST9 地点では、E2 層には 3 つ(あるいは 4 つ)の対の層のそれぞれが、明瞭な基底面を持ち、砂質泥から泥へ級化して褐色の有機質碎屑物に覆われる。ST9 地点の E1 層は、少なくとも 3 つの砂と泥の対の層を含む(図 6)。数 mm の泥質有機質碎屑物に分離された少なくとも 2 枚のうすい砂質葉理が、E3 と E4 層からの丸型コアで観察される。

微化石分析

図 7 に微化石分析の結果を示す。E4 層を除いて、推定津波堆積物の層を囲んでいる泥炭層は、珪藻が見られない。検出されたわずかな珪藻は、強く珪化した殻をもつ淡水種に属する(*Aulacoseira*, *Cymbella*, *Pinnularia*, and *Eunotia* spp.)。E4 層の場合、囲んでいる泥炭層はより豊富でより多様な珪藻の群集を含む。これらの試料の中で、珪藻の群集の少ない割合(<10%)は、汽水性の生息地の特徴をもつ種(例えば、*Navicula peregrina*)か、コンブや他の海藻に着生する沿岸種(例えば、*Cocconeis fasciculate* and *Isthmia nervosa*)から成る。これは、E4 層の堆積時に、この湿地は限定的に潮汐の影響の下にあったことを示唆する。

それぞれの層の直上と直下の 2 cm 間隔からの泥炭層の試料は、*Jadammina macrescens* と *Haplophragmoides wilberti* の有孔虫種を少数含んでいた(図 7)。これらは、主に標高の高い湿地に生息する種で、この地域のいたるところに普通

に生息する (Williams, 1999). これらの結果は、泥炭層が塩分の低い湿地か湿った草地の環境で、高潮位に近い高度または湿地への海水の流入量が限られた沿岸洲に囲まれた場所で堆積したことを示唆する。珪藻がこれらの場所に堆積することは、低い生産性もしくは死後の分解のため、稀なのかもしれない。

E1 層の試料は、相対的にほとんど珪藻を含まなかった。群集の約 18% は沿岸種からなり、*Cocconeis peltoides*, *Navicula digitoradiata*, *Lyrella* spp. を含んでいる。群集の残りは、淡水 - 汽水性の湿地に特徴的な種である。E1 層の 10 cm³ の試料は、高湿地の環境に特徴的な有孔虫 *J. macrescens* を 216 標本を含んだ。

E2 層は E1 層に比べてより多くの海性種をもつ。試料中の 314 の珪藻の殻の 95% 以上が、沿岸、干潟、塩性沼沢、汽水性の湿地のものである。卓越する種は *Amphora commutata* と *N. peregrina* で、両種とも一般に汽水性の低湿地/干潟の上部の群集のメンバーで、*Caloneis westii* は潮間帯の干潟に普通の種である。E2 層の 10 cm³ の試料は、高湿地種の有孔虫 *J. macrescens* を 224 標本含んだ。

E3 層の試料は 158 の珪藻を含み、その内の 10% は海性の浮遊性種 (*Coscinodiscus* の殻のかけら) が沿岸性の環境に特徴的な種であった。珪藻は E4 層の試料中には豊富ではなかったが、殻のほとんど 10% が海生の浮遊性種 (*Arachnoidiscus ehrenbergii*, *Thalassiosira* spp.) で、さらに 11% は沿岸の種だった。E3 層の 10 cm³ の試料は、高湿地種の有孔虫 *J. macrescens* を 2 標本を含んだ；E4 層の試料には有孔虫は含まれなかった。

年代論

AMS 放射性炭素年代測定は Beta Analytic Inc. によって行われた。年代は、従来の放射性炭素年代の B.P.(西暦 1950 年より前)と、暦年代に較正された年代範囲(95%の確立の範囲)で報告された。較正は OxCal 3.3 (Bronk Ramsey, 1998) によるもので、Stuiver *et al.* (1998) の INTCAL'98 較正データベースを用いている。暦年代で 1160-1350 年前(E1 層), 1400-1700 年前(E2 層), そして 1810-2060 年前(E3 層)の較正年代は、*S. maritimus* の塊茎から得られた(それぞれ 1330 ± 50 年前(Beta-112042), 1630 ± 50 年前(Beta-112043), そして 1970 ± 50 年前

(Beta-135600)の従来の放射性炭素年代). 暦年代 1830-2120 年前(2010±50 ¹⁴C 年前, Beta-135601)の較正年代は, E4 層より下の泥炭層から得られた(表 1).

AMS 放射性年代測定は, 泥質砂層の堆積時の最も古い年代を与える. なぜなら, *S. maritimus* の塊茎は, 湿地表面の直下に横たわる根茎の節から発達し, そのことは, 年代の得られた植物試料が泥質砂層の堆積直前の湿地表面で育っていたと仮定されるためである. 塊茎の成長した姿勢での産出は, より古い堆積物からの再堆積ではないことを意味する.

議論

我々は, 層序学的証拠と微化石的証拠から, 4 枚の泥質砂層は陸の方へ向かう海からの大波によって堆積したと推測する. 堆積物が陸の方へ向って尖滅し, 海生微化石を含み, さらに湿地に流入する重要な河川性供給源がないことから, 河川性の起源は除外される. 微化石分析は, 湿地に押し寄せた水が, 沖浜, 隣接した泥干潟や潮汐流路, そして湿地から堆積物を運んだことを示す. 堆積物はおそらく, 引き波の流れの間により高い場所からも運ばれてきただろう.

層の分布は扇状であり(図 3), これは現在の排水路の近くの地点から海水が内陸に侵入したことを示唆している. 堆積時の海岸線の地形は分からないが; しかし, 泥炭層中の *S. maritimus* や汽水性湿地の有孔虫の存在は, 少なくとも限定的な潮汐の影響を示す. 堆積物の分布の形状は, 現在の排水路付近に, 低い地形か潮汐流路があったことを示唆する. 海水は, この地点の砂のバリエー(これが低い地形)を破ったか潮汐流路をのぼって押し寄せた.

2 つのメカニズムが, 高潮や津波による低い海岸地域の高いエネルギーの海水の浸水を生む. 推定津波層の他の研究で提案された高潮起源に対する反論は, 津波堆積物は高潮の頻度より低いというものである (例えば, Bobrowsky and Clague, 1991; Meyers *et al.*, 1996; Benson *et al.*, 1997). たった 4 枚の砂層しかスワントウンで泥炭層の上部 1.5 m より発見されず, その出現率はこの地域の高潮の一般的な発生よりも, とても低いように思われる.

対照的に, 津波は相対的にまれなイベントであり, スワントウン湿地での海の

浸水による堆積物の低い頻度は、津波起源を示唆する。砂層の内部の成層構造も、津波起源を支持する(図 6)。現世と過去の津波の堆積物は一般に、多重の細粒化する層を示し、これは通常、砂・泥カップルと言われるのに対して、長期の浸水を示す堆積物の構造が欠けている(Darrienzo and Peterson, 1990)。例えば、ウィラバ湾では、Atwater and Yamaguchi (1991)と Atwater and Hemphill-Haley (1997)が 1 つの津波堆積物と推定された層の中に 6 枚の砂と泥の層のカップルを記載し、Benson *et al.* (1997)はバンクーバー島の北西部の津波堆積物と推定される層の中で 3 対を数えた。これは、津波を構成する 3 か 4 の大きな波の遡上時に砂層が、引き波時にラミナの発達した泥層が堆積するのだろう (Bourgeois and Reinhart, 1989; Clague *et al.*, 1994; Dawson *et al.*, 1996; Koshimura *et al.*, 1998)。

対照的に、高潮とされる堆積物は、明瞭な浸水パルスの堆積学的証拠が欠けている。Davis *et al.* (1989)は、フロリダの潮汐湿地に、多重の層の証拠がなく級化するかまたは均質である過去のハリケーンの高潮の堆積物を報告する。Goodbred and Hine (1995)は、1993 年にフロリダのワッカサッサ湾で 3 m の高潮で潮汐湿地にたまった堆積物を記載した；2 cm の沿岸堆積物が海岸湿地に堆積したが、堆積物は塊状で内部の成層構造が欠如していた。同様に、アラバマ、シェルビー湖の高潮堆積物(Liu and Fearn, 1993)とブリタニー北部の潮汐湿地の高潮堆積物(Regnauld *et al.*, 1996)は、すべての事例において塊状の砂または塊状のシルトで、それらは堆積過程の位相の繰り返しの証拠はない。

E3 層と E4 層は、内部の成層構造のより弱い証拠を示す；両層は薄く、狭い地域を覆い、内陸に向かって短い距離しか広がらなかった(図 3)。これらの層も、おそらく津波を記録するかもしれないが、高潮の起源を除外できない。もし、E1 層と E2 層、そして恐らくは E3 層と E4 層は、我々が示唆するように、津波堆積物ならば、津波の波の起源は何だったのか？4 つの起源のメカニズムがある；(1)遠くの地震によって起き、太平洋を横切ってこの地域まで来た；(2)局地的な地震によって誘発されたであろう研究地域の近くの海底地滑りによって起きた；(3)地域的な海底地震によって起きた；(4)カスカディア沈み込み帯のプレ

ート境界型の大地震によって起きた。

スワントOWNでの津波堆積物が遠くの地震によって起こされた波でつくられたであろう可能性は見込みがないように思われる。遠くから来る津波の波を増幅する沿岸地形もあるが、1964年のアラスカ地震の証拠は、ファン・デ・フカ海峡東部ではそのような事例ではないことを示唆する。潮位計の記録は、1964年のアラスカ津波のもたらした波高の最大値は1964年3月28日の高潮時のファン・デ・フカ海峡東部でたった0.1-0.3 mを示している(Spaeth and Berkman, 1967)。

大規模の海底地滑りが、津波を起こすことが知られている。地震によって誘発される地滑りは珍しくはないけれども、いくつかは地震によらない(Plafker and Kachadoorian, 1966; Murty, 1975; Long *et al.*, 1989)。我々はファン・デ・フカ海峡の東部で大規模の海底地滑りの報告がないことを知っている；しかしながら、この地域はバシオン氷唇と関連して堆積した大量の未固結の氷河堆積物からなる(Easterbrook, 1969)；それ故に海底地滑りが過去の津波を誘発した可能性を除外できない。

約1000年前のシアトル断層地震の時のピューージェット湾の海底の垂直変位は、局地的な津波を引き起こした(Atwater and Moore, 1992)。しかしながら、スワントOWNの海岸線は津波の発生起源に向いていないうえに、E1層は明らかにシアトル地震より古いため、我々はE1層はこのイベントの産物である見込みがないと考える。

南部ホイットビー島断層はスワントOWN湿地の約15 km以内にある。Johnson *et al.* (1996)は、この断層帯の地震に関する第四紀後期と歴史記録と日本の類似した断層との比較から、この断層がおそらく大地震を起こしうることを示唆した。2つの他の大きな断層(リーチリバー断層とデビルズマウンテン断層)は近い(図1)。我々はこれらの断層の完新世の活動のいくつかの記載された証拠は知らない；しかしながら、その1つまたは両方が、1つかそれ以上の砂層を堆積させた津波を引き起こした可能性はある。

E1層とE2層の推定年代は、カスカディア沈み込み帯の3つのよく記録され

たプレート境界型大地震(マグニチュード>8)と一致する。E1層は暦年代で1160-1350年前と推定された。この年代は、プレート境界型地震U(暦年代で1130-1350年前)とW(暦年代で900-1300年前)のおよその年代と重なる。E2層(暦年代で1400-1700年前)の年代の範囲は、Atwater and Hemphill-Haley (1997)によってイベントSと呼ばれた暦年代で約1450-1650年前のプレート境界型大地震と重なる(図8)。

妥当な作業仮説は、E1層とE2層はプレート境界型地震UかW(E1層)そしてS(E2層)によって引き起こされた津波の産物であるということである。イベントSは、カスカディア沈み込み帯に沿った1000年の地震の無活動に終わりをあげるもので、ウィラパ湾によく発達した埋没土壌に記録されている(Atwater and Hemphill-Haley, 1997)。イベントSは、おそらく巨大津波を発生させた；オレゴン南部(Nelson *et al.*, 1994)とバンクーバー島中央(Hutchinson *et al.*, 2000)の間の標高の低い沿岸の湖は、ほとんど確実にこのイベントの産物である薄い津波堆積物がある。イベントSの後約300-400年で起こったイベントUは、おそらくより規模の小さな地震だったが、イベントWはおそらくさらに弱かっただろう。それはイベントUの後約100-200年で起き、プレート境界での歪の蓄積の時間を縮めた。もし、E1層がプレート境界型地震の産物とすると、イベントUによるという考えがより妥当だろう。

イベントYに関してはスワンタウンの証拠の欠如(図8)は、疑問が残る。この地震は巨大なイベントであり、マグニチュードはイベントSに匹敵しそうである。カスカディア沈み込み帯全体が破壊し、結果として起きた津波は、オレゴン南部(Nelson *et al.*, 1994)からヴァンクーヴァー島の北部(Clague and Bobrowsky, 1994; Benson *et al.*, 1997; Clague *et al.*, 1998; Hutchinson *et al.*, 2000)の沿岸湿地に堆積物を残したと思われる。この津波は、日本の沿岸にも1 m から 2 m の高さの波を引き起こした(Satake *et al.*, 1996)。

ファン・デ・フカ海峡東部の潮汐の追算(計算による再現)は、イベントYの津波の予測された到達時には小潮の干潮時だったことを示唆する(Mofjeld *et al.*, 1997)。最大津波の波高を1-2 m とする数値シミュレーションを用いると(Ng *et*

al., 1990; Myers *et al.*, 1997), 干潮の状態では, イベント Y の津波の波は, 沿岸洲を越えるまたは潮流口を遡上するには低すぎる. 唯一の他の可能な説明は, この津波によって残された堆積物は湿地表面に極めて近く, 20 世紀前半の湿地の耕作によって消し去られたのだらうというものである.

E3 層と E4 層の年代は, プレート境界型地震と一致しない. もしこれらの層が津波堆積物なら, 北アメリカプレートの 1 つかそれ以上の局地的な断層の地震によって引き起こされた津波からの結果, そしてあるいは, もしかすると局所の地震活動によって誘発された研究地域の近くでの海底地滑りによる津波の結果となる.

E3 層と E4 層の年代は, ブリティッシュコロンビア南西部の沿岸の地点に記録された暦年代で約 1900 年前の大地震の証拠と一致した(図 8). ブリティッシュコロンビアのバンクーバーの近くのサーペンティー沼地にある急激な沈降の証拠は, 強い地盤振動の存在を示す液状化の痕(貫入した脈状の泥)と直接的に関連付けられ, ほぼ確実に大地震の結果である(Mathewes and Clague, 1994). この沈降は, この地点がカスカディア沈み込み帯から遠いためにプレート境界型の地震によるとは思えない (Clague *et al.*, 1997).

結論

我々の結果は, 暦年代で 1160-1350 年前と 1400-1700 年前のスワンタウン湿地の 2 枚の泥質砂層が津波によって堆積したことを強く示唆する. もう一つの有効な原因である高潮は, 層の成層構造から除外できる. 暦年代で 1810-2060 年前と 1830-2120 年前の 2 枚のより古い砂層も, おそらく津波堆積物だろうが, これらの層の津波の起源を支持する証拠はより弱く, これらが高潮の堆積物である可能性を除外することはできない.

スワンタウン湿地に記録された 2 枚のより若い津波の起源はおそらく, カスカディア沈み込み帯のプレート境界型地震である. 我々は, E1 層はおそらくイベント U または W に起因し, E2 層はおそらくイベント S の産物であると推測する. あるいは, これらの堆積物はおそらくこのプレート境界のイベントと同時代

の地域的な地震の産物、あるいはまた海底地滑りの産物かもしれない。

2枚の古い砂層が、もし津波の結果なら、プレート境界型地震の産物ではない。これらの堆積物の1つは、ブリティッシュコロンビアのバンクーバー島南部とバンクーバーの近くで沈降と液状化を引き起こした暦年代で約1900年前の大きな地震(または地震の連続)によって起こった津波の結果かもしれない。もう一方の砂層は、たぶん地域的な断層の地震か、近くの海底地滑りによって引き起こされた津波の記録だろう。二者択一の説明の1つ—これらの層の一方または両方が高潮の堆積物である—は除外できない。

この研究の結果は、カスカディア地震から起こる津波がファン・デ・フカ海峡東部の沿岸地域社会に脅威を与えることを示唆する。我々の発見はまた、完新世の津波がシアトル断層以外の局所的な地震、あるいはまた海底地滑りによって起きたという可能性を上げる。この地域での今後の研究は、北アメリカプレートで既知の地域的な断層から起こりうる津波を受けやすい地点に注目すべきであり、また、この地域の海底地滑りの堆積物の同定と年代づけに焦点を当てるべきである。

図 1. 地図は、カスカディア沈み込み帯、スワントウン湿地の位置、主な断層の跡(DMF, デビルズマウンテン断層; HDF, フッド入江-ディスカヴァリー湾断層; LRF, リーチリバー断層; SWF, 南部ホイトビー島断層)と研究地域の位置関係を示す。

図 2. E1 層と E2 層を含むブロックで、地点 ST9 の近くで掘られた穴の側面から得られた(コインは直径 2.5 cm)。

図 3. スワントウン湿地の E1 層から E4 層の分布と厚さ。

図 4. スワントウン湿地を横切る層序断面図は、E1 層と E2 層が内陸に向かって薄くなっていくことを示す。コアの位置は、それぞれのコアの頂部で示される。横断線の位置は図 3 に示される。コア地点は、10 m の間隔がある。コアの幅は、スケールどおりに描かれていない。

図 5. コア横断線にそった E1 層と E2 層の砂の含有率(%)。

図 6. (a)ST9 地点から切ったブロックの縁は、E2 層内に平板的な砂質葉理を示す。有機質碎屑物によって分離された 3 枚(またはもしかすると 4 枚)の砂層が見られ、それらは明瞭な基底を持つ(レンズのキャップの直径は 5 cm)。 (b)ST9 地点の E1 層の 3 枚または 4 枚の薄い砂 - 泥のカップル(コインの直径は 2.5 cm)(地点位置は図 3 を参照)。

図 7. E1 層から E4 層と周囲の泥炭層に関する堆積環境の推定によって、グループ化した有孔虫と珪藻の種の相対的な量。

図 8. ワシントンのウィルパ湾の埋積土壌に記録された過去 3000 年間のカスカディア沈み込み帯の巨大地震の推定年代範囲。ピュージェット湾でのシアトル断

層の地震の年代範囲は約 1000 年前. ブリティッシュコロンビアのスワンタウンでの地震の推定された年代(ブリティッシュコロンビア南西部の証拠が暦年代で約 1700 年前のただ 1 つの巨大地震を記録したものかあるいは数百年内に起きた 2 つかそれ以上の地震を記録したかどうかは未解明)(A. ブリティッシュコロンビアのアンナシス島での液状化痕の年代範囲, B. ブリティッシュコロンビアのバンクーバー島南部とサーペンティー沼地での沈降と液状化痕の年代範囲). スワンタウン湿地の E1-E4 層の津波堆積物に記録された地震イベントの推定年代範囲. 推定された地震イベント間の対比は灰色線によって示した.

表 1. 放射性炭素年代と推定された暦年代の範囲

- a 試料番号はコア地点と地表面からの深さを cm で示す.
- b 較正された年代範囲は 2 シグマの標準偏差に基づく(95%の確率).
- c 本文を通じて, 暦年代は西暦 1950 年を基準とする.