

西暦869年貞観津波による堆積作用とその数値復元

菅原 大助*・箕浦 幸治*・今村 文彦**

1. はじめに

東北日本は西方に移動する太平洋プレートと東方に移動するユーラシアプレートの境界に位置しており、これまでに数多くの大地震とそれにもなう大津波が発生し、多くの被害に見まわられてきた(図-1A)。東北日本の太平洋側北部沿岸と比べると、南部沿岸は大地震・大津波に襲われることは少なかったようである。

西暦869年7月13日(貞観11年5月26日)に発生した貞観津波は、東北日本に襲来した歴史津波の中でも最大規模のものの一つであったことが推定されている。六国史のうちの一編である「日本三代実録」には、古代多賀城を襲った大地震・大津波の様子が記載されており、地震動と津波襲来により建造物の損壊が生じ、およそ1,000人の人命が失われたことが記述されている。これは当時未開の地であった東北日本の人口を考えると、想像を絶する被害であったことがわかる。また三代実録には「原野道路、総為滄溟」との注目すべき記述があり、これは津波により仙台平野が広い範囲にわたり浸水したことを示唆するものと思われる。

貞観津波によって堆積したと考えられる砂層が仙台平野の海岸部から内陸3~4 kmにかけての範囲で検出され(箕浦・中谷, 1991)、三代実録の記述の妥当性を支持している(図-1B, 1C)。箕浦(1990)は津波堆積物の調査と歴史史料に基づいて貞観津波の波源域を仙台湾沖の大陸棚斜面に推定した。

羽鳥(1998)・河野(2000)・渡邊(2000)による近年の研究は、歴史史料の調査や津波数値実験の結果に基づき、貞観津波の波源域をそれぞれ仙台湾内・宮城県沖・日本海溝沿いに推定している(図-2)。

これまで世界のいくつかの場所で陸上における津波堆積物の広範な存在が確認されている。例えば1923年のカムチャッカ地震津波では内陸3 kmまで津波が遡上し、薄い砂層を残したことが分かっている(箕浦, 1996)。この堆積現象は、植生のない凍結した地表面を、津波がエネルギーを減衰することなく遡上し堆積したものと結論されている。貞観津波が発生したのは夏季であり、当時の仙台平野は大部分が湿地帯で占められ、植生に覆われていたと思われる。つまり、前述のカムチャッカにおける事例のような津波の遡上を容易にする特殊な条件は存在しなかったと考えられる。にもかかわらず仙台平野に津波堆積物が広範囲に存在することから、海岸に到達した貞観津波の規模は常識をはるかに超えるものであったか、または津波の遡上に伴い未知の自然過程が生じたことが示唆される。

先日、宮城県沖で今後30年以内に高い確率で大地震が発生することが指摘された。近年急速に都市化が進み、海岸域まで開発が及んだ仙台平野に巨大な津波が襲来することを踏まえるならば、その時期や規模を予測することの重要性は非常に高い。東北日本を襲った歴史津波のなかでも最大規模のものである貞観津波に関する知見を深めることは、今後防災対策を講じるうえで大変に有用であると考えられる。そこで、本研究では地球科学的・水理工学的手法を用いて貞観津波による堆積作用の究明を試みた。

*東北大学大学院理学研究科地学専攻

**東北大学大学院工学研究科災害制御研究センター

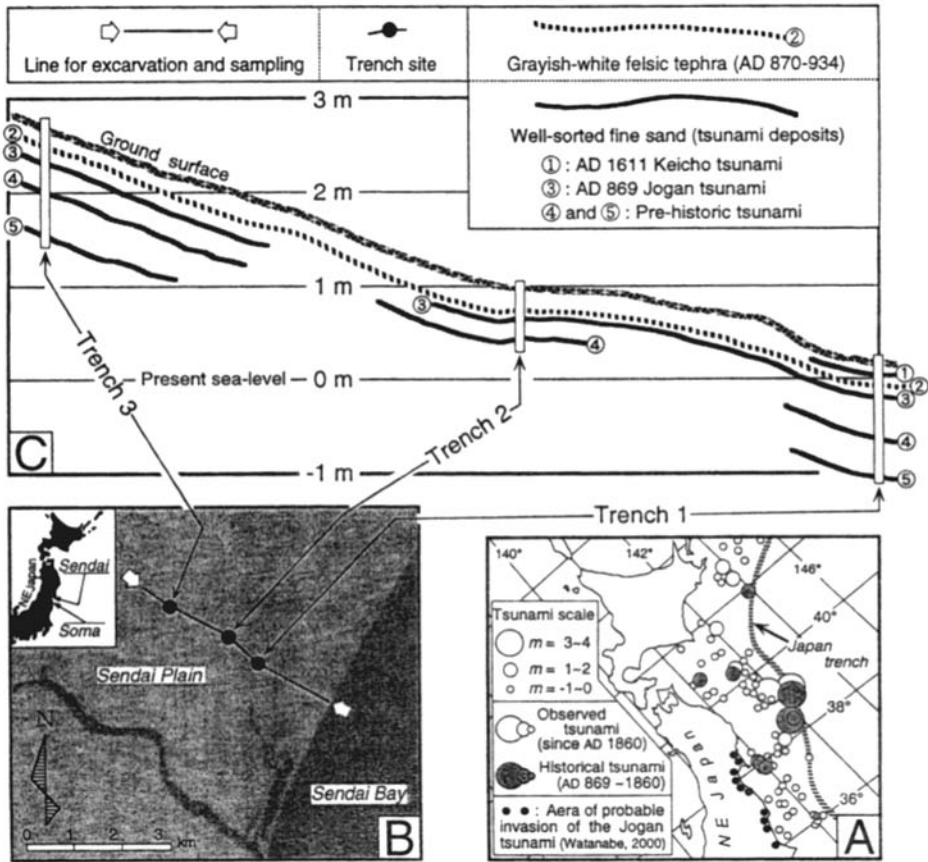


図-1 A: 東北日本の歴史津波・B 箕浦・中谷 (1991) による仙台平野の津波堆積物調査の位置
図・C 箕浦・中谷 (1991) による仙台平野の堆積断面図

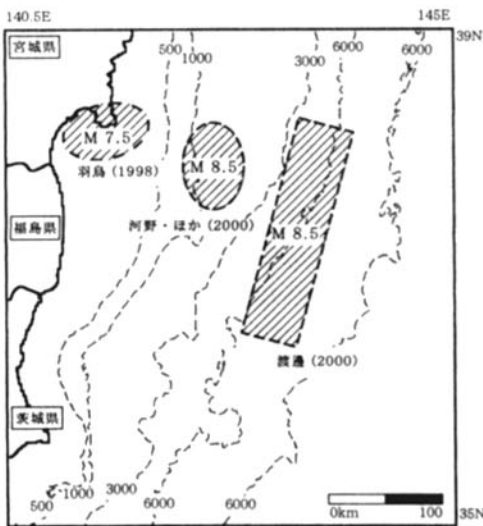


図-2 現在までに推定されている貞観津波の波源モデル

2. 津波堆積物の分布調査

宮城県内に広く分布する新期の灰白色火山灰 (山田・庄子, 1981) は, 仙台平野における貞観津波堆積物の追跡指標としてきわめて有効であることが示されている (箕浦・中谷, 1991; 阿部ほか, 1990)。この灰白色火山灰層直下の泥炭から得られた $14C$ 年代は 1170 ± 80 年B.P.を示し, A.D. 871年の鳥海山の噴火, またはA.D. 873年の鬼頭火山の噴火によって降下したものであると推定されている。箕浦・中谷 (1991), 阿部ほか (1990) はこの灰白色火山灰の下位から貞観津波により堆積した砂層を検出した。海岸線と直交する測線における試錐とトレンチ掘削により, この砂層は海岸から内陸3~4 kmまでは

は連続的に追跡され、海岸付近で厚さ数10 cm、陸側に薄化しつつ分布していることが確認されている（図-1B, 1C）。

本研究においても仙台港付近から名取川にかけていくつかの測線を設定し（図-3）、これに沿って長さ1 mの検土杖を用いて表層堆積物の調査を行うことで、貞観津波堆積物の分布と堆積学的詳細を明らかにすることを試みた。各測線上で検土杖により柱状試料を採取・観察し、灰白色火山灰とその下位に存在する砂層を検出した場所で津波堆積物試料を採取した（図-3）。各測線上における津波堆積物試料採取地点（1-1, 1-4, 2-1, 4-2, 5-1, m）の柱状断面を模式的に表したものを図-4左に示す。調査範囲は主に水田として利用されているため、地表面からおおよそ数10 cmは砂質または泥質の土壌である。海岸付近で砂層は厚く、検土杖ではその下底まで採取することは困難であったが、内陸側では砂層が薄化し、上下の境界を含めて試料採取・観察することが出来た。灰白色火山灰層は地表面からおおよそ15~50 cmの位置に存在し、数cmの厚さを有する。灰白色火山灰層は測線上で



図-3 仙台平野における調査位置
黒丸は津波堆積物試料を採取した位置

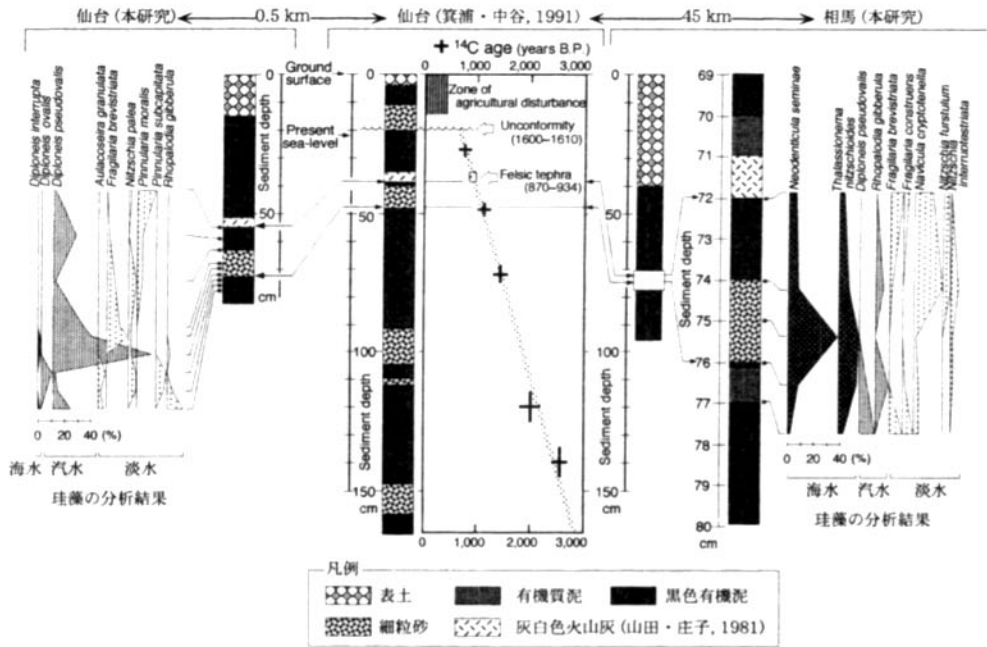


図-4 仙台平野（左）と相馬（右）で発見した津波堆積層の柱状断面と珪藻の分析結果

連続的に追跡されなかったが、これは火山灰の堆積が湿地や沼のような比較的穏やかな環境に限定されるためと思われる。砂層は主に当時の後背湿地に相当する範囲で連続的に追跡された。砂層は深さ約20~60cmに存在し、海岸からおよそ1.5kmの地点5-1で厚さ10cm、2.0~2.5kmの地点4-2・地点1-4では数cm程度であった。砂層中には葉理構造・堆積粒子の分級などの堆積構造は見られず、急激な堆積作用により砂層が形成された事を示している。堆積物の残りの部分は泥または腐植泥から成っており、これと砂層との境界はほとんどの地点できわめて明瞭であった。

地点mと地点5-1で砂層の上下から堆積物試料を採取し、これに含まれる珪藻殻の分析を行った(図-4左)。その結果、砂層からは海岸・河口付近の環境に生息する海水・汽水性の珪藻殻が、その上下の泥質堆積物中からは淡水・汽水性の珪藻殻が検出された。このことから、海浜に起源を持つ砂が内陸に運搬され、急激に堆積した結果この砂層が形成されたことが推定される。貞観津波当時、仙台平野は小河川・湿地とそれを覆う植生で占められていたと思われる。砂層は内陸3~4kmに達する広範囲に分布しており、植生による流体力の減衰を考慮すると、仙台平野に遡上した津波の海岸部における波高は非常に大きいものであったと考えられる。

仙台にて得られた結果をもとに名取川の南方へ調査範囲を広げ、貞観津波堆積物の搜索を行った。河川の氾濫や侵食作用・近年の地形改変により津波の痕跡を発見することは困難であったが、搜索の結果、福島県相馬市の松川浦付近(図-5)で仙台平野と同様の堆積層を検出した。地点3-1の位置における柱状断面を図-4右に示す。地表面からの深さ71cmの位置に厚さ1cmを有する灰白色火山灰状の堆積物、その下に泥質堆積物、深さ74~76cmに細粒砂堆積物が見出された。仙台平野と同様に泥質堆積物と砂層の境界はきわめて明瞭であった。仙台平野で検出した砂層と同様に、相馬で採取した柱状試料について、砂層とその上下の泥質堆積物に含まれる珪藻



図-5 相馬における調査位置
黒丸は津波堆積物試料を採取した位置

殻の分析を行った。砂層からは、水深数10mから100mに相当する沖浜から陸棚域に生息する海生珪藻が検出され、泥質堆積物からは陸上環境を示す汽水または淡水性の珪藻殻が検出された(図-4右)。通常の堆積作用では海洋陸棚域に生息する珪藻殻が陸上の表層に堆積することはありえない。この結果から、砂層の堆積時に海洋陸棚域または沖浜から海岸域に達する海水の流れがあったことが示唆される。水深数10mから100mの海底に堆積していた砂が海水とともに運搬され、相馬の海岸付近の低湿地に砂層として堆積したと解釈される。この砂層には陸生の珪藻殻は含まれないため、堆積の際に陸域の堆積物が砂層と混合する環境は無かったと思われる。

福島県相馬市で発見した堆積層は仙台平野における津波堆積層と類似し、この砂層の起源が津波によるものである可能性が示された。そこで、相馬において砂層の上部に見出された灰白色火山灰状堆積物と、仙台平野において検出した灰白色火山灰の対比を行い、砂層の対比の妥当性を検証した。それぞれに含まれる火山ガラスを、光学顕微鏡を用いて

表-1 仙台平野と相馬で採取した灰白色火山灰に含まれるガラスの屈折率の測定結果

山田・庄子(1981)				
場所	鳴子町川渡	多賀城市浮島	仙台市根岸	岩沼市東谷地
屈折率	1.494-1.498	1.494-1.503	1.489-1.498	1.494-1.498

本研究		
場所	相馬	仙台
屈折率	1.497-1.502	1.500-1.504

表-2 灰白色火山灰に含まれるガラスのEPMA分析結果

化学成分(%)	相馬	仙台
SiO ₂	79.057	79.39
TiO ₂	0.145	0.134
Al ₂ O ₃	12.179	13.605
FeO	1.269	0.633
MgO	0.183	0.392
MnO	0.051	0.081
CaO	1.283	1.398
Na ₂ O	3.686	3.62
K ₂ O	2.147	0.748
計	100	100.001

拾い出し、浸液法によって屈折率を測定して山田・庄子(1981)に示されている分析結果と比較した。表-1の通り、灰白色火山灰の屈折率は仙台平野で採取したものが1.500～1.504、福島県相馬市で採取したものが1.497～1.502であり、両者はほぼ一致している。山田・庄子(1981)は、鳴子町川渡で得た灰白色火山灰試料から屈折率1.494～1.498、多賀城市浮島で1.494～1.503、仙台市根岸で1.489～1.498、岩沼市東谷地で1.494～1.498という結果を示しており、これらは本研究の結果とほぼ重なる。また、ガラスのEPMA分析を行い、結果を両地点間で比較したところ(表-2)、K₂Oの含有率に差が見られる以外、化学成分は良く一致していた。この差は堆積場における灰白色火山灰の保存条件の差によるものと思われる。東北南部には同時代の他の火山性降下物が存在することは知られていないので、仙台平野と福島県相馬市にて検出した灰白色火山灰層は山田・庄子(1981)に報

告されているものと同一であり、これよりも下位に存在する砂層の堆積年代はA.D. 871またはA.D. 873年以前と判定される。したがって、相馬において検出した砂層の堆積年代は貞観津波の発生年代と矛盾が無いことが示され、またその起源は水深数10～100mの沖浜から海洋陸棚域に推定されたことから、砂層は貞観津波による堆積物であるとの解釈は妥当であろう。相馬における貞観津波堆積物の発見は、津波による土砂の運搬・堆積現象が仙台から相馬にかけての広い範囲で生じたこと、海岸部に到達した津波の波高がきわめて大きかったことを示すものと思われる。

3. 多賀城跡市川橋遺跡における貞観津波堆積物の調査

宮城県多賀城市にある多賀城跡は、古代東北日本の行政府であったことが明らかになっている。三代実録中の貞観津波に関する記事はここで記述されたと考えられている。多賀城跡の南方に位置する市川橋遺跡(図-6)は古代多賀城の城下町であったと考えられている。「南北大路」と「東西大路」を基準とする方格地割によって区画分けされた遺跡からは、古代多賀城の役人・庶民の住宅跡や水路などが発見されており、ここが古代多賀城の中心地であったことを示している(多賀城市埋蔵文化財調査センター, 2000A)。遺跡は海岸からおよそ3～4km内陸側に位置し、付近の標高はおよそ2～3mである。近年の調査により、この市川橋遺跡の南北・東西大路に9世紀後半頃と見られる水害の痕跡が発見された。南北・東西大路の9世紀後半頃に



図-6 多賀城跡市川橋遺跡の位置

相当する路面や側溝は大きくえぐられており、その上には砂が堆積している。この痕跡は南北200m以上の広い範囲に及んでおり、古代多賀城の基幹道路が一時的に機能停止を余儀なくされるほどの規模であることが判明している（多賀城市埋蔵文化財調査センター、2000 B）。

図-7に水害の痕跡である泥質砂の堆積および遺跡の損壊が発見された場所（調査位置A・B）を示す。泥質砂層は全体として遺跡の地表面または基盤面に平行であるが、当時の路面には削りこまれた凹凸が確認され、水害をもたらした水流のエネルギーが非常に大きかったことを示している（図-8）。通常、大雨による河川の氾濫では泥を主体とする堆積物が残り、その堆積層中には水の流れによって葉理構造が発達する。泥質砂層中には葉理構造がほとんど認められず、また堆積粒子の緩やかな沈積を示す堆積層中の粒子の分級も認められないため、この泥質砂層は急激に堆積したと考えられる。調査位置における柱状断面を図-9に示す。地表面は被災当時の路面に相当する。水害の痕跡である泥質砂層は有機泥質堆積物中に存在し、その境界は極めて明瞭である。泥質砂層は主に細粒砂から構成され、厚さ10～数10cmを有する。この上部には仙台平野・相馬にて貞観津波堆積物の追跡指標として用いたものと同じ灰白色

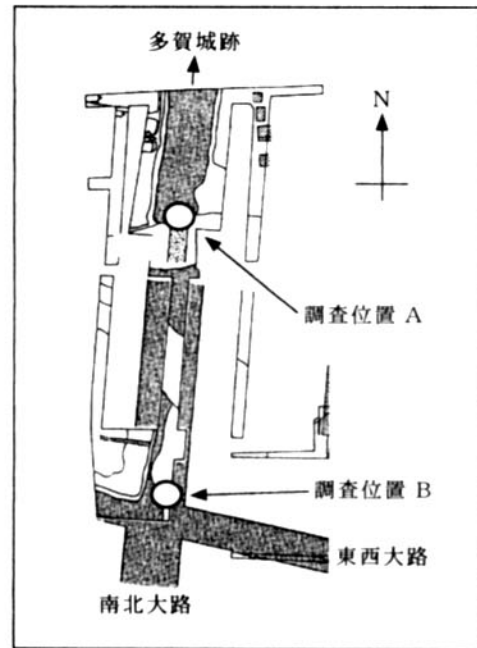


図-7 市川橋遺跡における調査位置

火山灰層が存在し、泥質砂層の堆積がA.D. 871からA.D. 873年以前であったことを示している。この堆積物の起源を明らかにするために仙台平野・相馬と同様に泥質砂層中に含まれる珪藻化石の分析を行った。その結果、海岸付近の環境を示す汽水生・海生の珪藻殻は検出されず、陸上環境を示す淡水生の珪藻殻のみ検出された。仙台平野・相馬では、津波によって陸上に運搬され堆積した砂層中からは汽水生または海生の珪藻殻が検出されていることから、この泥質砂層は津波により海から直接運搬され堆積したものではないと考えられる。

多賀城市教育委員会・多賀城市埋蔵文化財調査センターの調査により、市川橋遺跡からは古代の河川跡が発掘されている（図-6）。海岸に到達した津波が河川に沿って何kmも伝播することは既に知られている。例えば、1983年のM 7.7の日本海中部地震津波時には秋田県米代川で内陸数kmの地点において5mもの水位上昇が観測された（阿部、1986）。貞観津波はこれまでに東北日本を襲った歴史津波のなかでも最大級の規模を持っていたこ

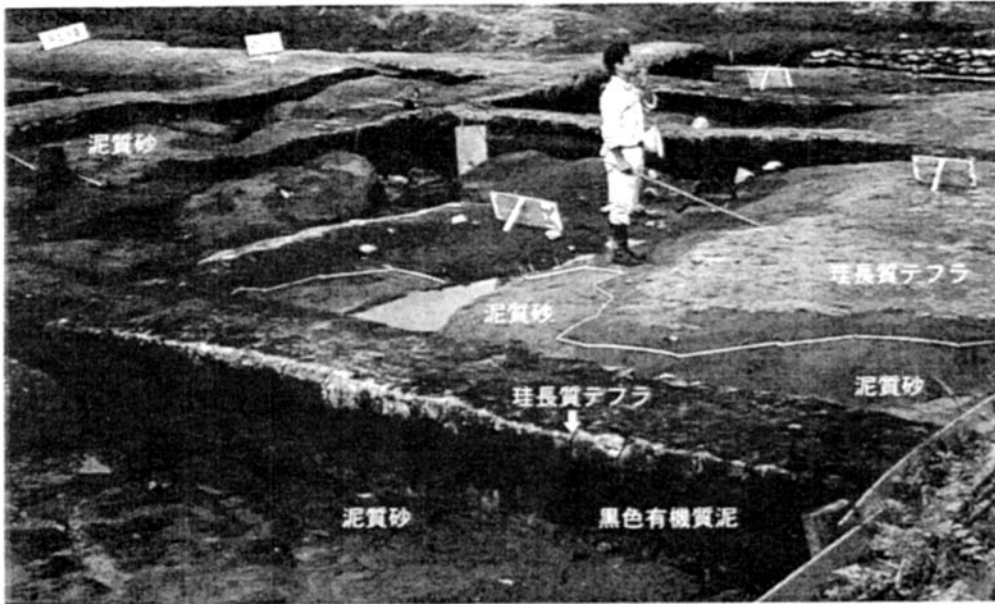


図-8 市川橋遺跡の被害跡発掘現場

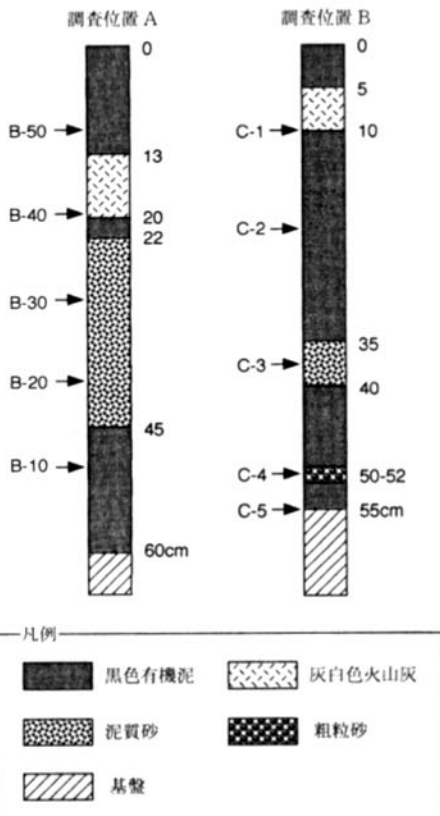


図-9 市川橋遺跡の調査位置 A・B における堆積層の柱状断面
矢印の位置から堆積物試料を採取し、珪藻分析を行った

とが明らかになっている。貞観津波が市川橋遺跡のある内陸 3～4 km の地点まで陸上を遡上して直接到達した可能性は否定されたが、津波がこの古代の河川を遡上し、内陸で水を氾濫させたことは十分にありうる事と考えられる。三代実録の記事中、9 世紀後半の水害に相当するものは貞観津波のみであり、また発見された水害の痕跡である泥質砂層の堆積年代は貞観津波の発生年代と矛盾しない。これまでのところ、この泥質砂層は A.D. 869 年の貞観津波による堆積作用によって形成されたと解釈するのが合理的と思われる。

4. 貞観津波の数値復元

三代実録の貞観地震・津波に関する記事には、地割れが生じ、城郭・倉庫・門櫓・土壁が崩れ、圧死者が出たとの記述がある。羽鳥 (1998) はこの記述から、仙台平野における震度を 5～6 と推定し、さらに他の歴史津波との比較から貞観地震のマグニチュード M を 7.5、津波の波源域を仙台湾内に推定した (図-2)。仙台湾内に波源域がある場合、津波は波高をさほど増幅されること無く陸地に到達する。これと M 7.5 の地震による断層の垂直変

位の推定量を考慮すると、このモデルでは仙台平野から福島県相馬にかけての範囲で津波の遡上・堆積現象が生じたことを説明するのは困難であると考えられる。渡邊 (2000) は、宮城県気仙沼市から茨城県大洗町にかけての東北日本太平洋沿岸部に残る貞観津波に関する伝説・伝承を精査し、地震のマグニチュード M を 8.5、日本海溝沿いの長さ 200 km、幅 50 km の領域に波源域を推定した (図-2)。これは貞観津波の波源モデルとしては考えうる最大規模のものであり、陸上に残されている津波堆積物の存在を無理なく説明できると思われる。河野 (2000) は 1978 年宮城県沖地震型の断層モデルに M 8.5 を与えた津波数値実験の結果が、三代実録中の仙台平野の浸水記録と一致することを示したが (図-2)、宮城県沖型の断層モデルに M 8.5 を考慮することはやや非現実的であると思われる。

村松 (1969) は、日本で起こった歴史地震について地震の震度とマグニチュード M 、震央距離 r (km) に関する関係式を示している。震度 5 以上の地震に対し

$$\log r \text{ (km)} = 0.50 M - 1.85 \quad (1)$$

震度 6 以上の地震に対し

$$\log r \text{ (km)} = 0.68 M - 3.58 \quad (2)$$

東北日本太平洋側を襲った歴史津波のうち大規模なものは、いずれも大陸棚斜面下部から日本海溝を震源とする地震により発生している。仙台平野から日本海溝までの距離はおよそ 200 km である。陸上で地震動の大きさを少なめに見積もって震度 5 とし、波源域を日本海溝沿いに置くと、(1) 式を適用して地震のマグニチュード M はおよそ 8.3 と決定される。仙台平野と福島県相馬に貞観津波の堆積物が残っていることを考えると、この領域で津波波高が大きくなるように波源域を配置する事は妥当であろう。さらに渡邊 (2000) の伝説・伝承が残っている範囲を考慮し、断層の長さ L を 200 km と仮定して大陸棚斜面下部から日本海溝の領域に波源域を設定した (図-10右の波源域)。

ここで、 $M \geq 5$ の浅発地震に対する断層の

主要パラメーター間の関係式 (佐藤, 1979)

$$\log S = M - 4.07$$

$$\log U = M - 1.40$$

S : 断層の面積 (km^2),

U : 断層変位量 (m)

を用いて、断層幅は $S = L \times W$ から $W = 85$ km、垂直変位 U は 5.6 m と決定される。さらに渡邊 (1985) による津波カタログと東北日本の歴史地震の推定パラメーター (佐藤, 1989) を参考に、地震のメカニズムは東西圧縮場における逆断層型と仮定し、断層面の深さ H を 1 km、すべり角 λ を 90° 、断層面の傾斜角 δ を 45° と決定した。

以上の条件から計算される海底変位を初期波形とし、貞観津波の数値復元を行った。津波の数値計算には東北大学工学部で開発された TSUNAMI-N1 コード (首藤ほか, 1990) を用いた。これは線形長波方程式に基づいており、浅海域の非線型効果・陸上遡上の計算は含まれていない。計算領域は北緯 35° から 39° 、東経 140.5° から 145° の範囲で、空間格子間隔は 1,000 m、時間格子間隔は 2 秒とした。図-10に数値実験によって得られた最大

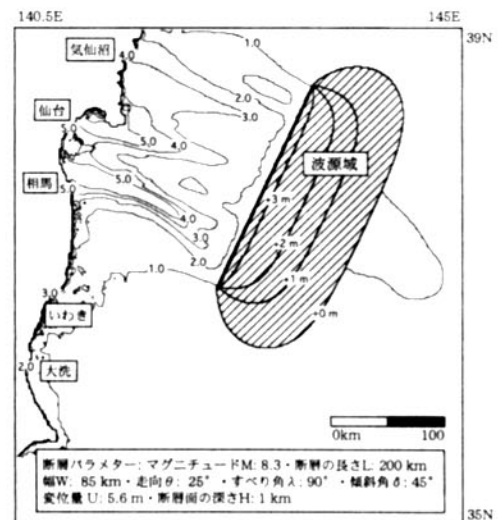


図-10 本研究で推定した貞観津波の波源モデルと津波数値の実験の結果
 図中、網掛け部分の数字は波源モデルによる海底変位 (m) 等高線部分は最大水位上昇量 (m)

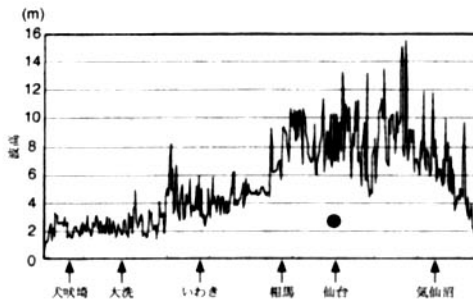


図-11 海岸線に沿って出力した計算津波波高
黒丸は仙台平野における痕跡高

水位上昇量の等高線 (1.0~5.0m) を示す。渡邊 (2000) にまとめられている貞観津波に関する伝説・伝承は、宮城県気仙沼市から茨城県大洗町にかけての範囲に存在するが、この中で津波の遡上・被害の記述と思われるものは気仙沼から福島県新地町 (相馬市の北隣) にかけてであり、その数も多い。海岸に到達した津波の波高はこの範囲で大きかったと推定される。図-11に示すように、海岸線に沿った津波波高は、大洗から相馬にかけて小さく、およそ2~4m、相馬から気仙沼にかけては大きく、およそ6~12mとなった。数値計算によって得られた津波波高の分布と、伝承に残る被害記録の傾向はおおむね一致する判断される。現在までになされている貞観津波の痕跡高の数値的な検討は、阿部ほか (1990) による仙台平野で2.5~3.0mとした推定のみである。これは津波堆積物の存在限界である内陸3~4kmの地点における標高値であり、海岸付近での津波波高はこれを数m以上は上回っていたと考えられる。数値計算では相馬よりも北の領域で6~12mの波高を得ており、本計算の波源モデルにより仙台平野における津波堆積物の広範囲な分布を説明することは十分に可能であると思われる。

5. おわりに

野外調査により、仙台平野において貞観津波の堆積作用は局地的な現象ではなく、平野全体に及ぶ大規模なものであったことが明ら

かになった。福島県相馬市においても津波堆積物が検出されたことから、津波の遡上と陸上への土砂の運搬は仙台平野から相馬にかけての広い範囲で生じた可能性があることが分かった。また、多賀城跡市川橋遺跡で発見された水害の痕跡を調査した結果、痕跡とともに発見された泥質砂層の堆積年代が貞観津波の発生年代と一致することを示し、津波が河川を伝播・氾濫することにより砂層が形成された可能性を指摘した。さらに、三代実録にある地震被害の記述と既往の研究による波源モデルを参考に新たに貞観津波の波源モデルの推定を行い、津波の数値復元を行った。得られた波高分布は歴史記録に残る津波被害をうまく説明し、野外調査によって明らかになった津波堆積物の存在範囲と調和的であることが示された。この数値計算には津波の陸上遡上の計算は含まれていない。これを実行し、貞観津波による堆積物の移動・分布を解明することが今後の研究課題となる。

謝 辞

東北大学理学部岩下智洋氏には堆積物試料中の珪藻鑑定をしていただいた。ここに記して深く感謝いたします。

参 考 文 献

- 阿部邦昭：日本海中部地震津波の河川遡上調査，津波防災実験所研究報告，第3号，pp.89-101，1986。
- 阿部壽・菅野喜貞・千釜章：仙台平野における貞観11年(869年)三陸津波の痕跡高の推定，地震，第2輯，第43巻，pp.513-525，1990。
- 羽鳥徳太郎：貞観11年(869年)宮城多賀城津波の推定波源域，月刊海洋(号外)，No.15m pp.167-171，1998。
- 河野幸夫・村上弘・今村文彦・箕浦幸治：貞観津波と海底潜水調査，東北地域災害科学研究，第36巻，pp.115-122，2000。
- 箕浦幸治：東北日本における巨大津波の発生と

- 周期, 歴史地震, 第6号, pp.61-76, 1990.
- Minoura K. and S. Nakaya : Traces of tsunami preserved in inter-tidal lacustrine and marsh deposits: Some examples from northeast Japan, *Jour. Geology*, Vol.99, No. 2, pp.265-287, 1991.
- Minoura K., V.G. Gusiakov, A. Kurbatov, S. Takeuti, J.I. Svendsen, S. Bondevik and T. Oda : Tsunami sedimentation associated with the 1923 Kamchatka earthquake, *Sedim. Geol.*, 106, 145-154, 1996.
- 村松郁栄 : 震度分布と地震のマグニチュードの関係, 岐阜大学教育学部研究報告, 自然科学, 4, pp.168-176, 1969.
- Sato R. : Theoretical basis on relationships between focal parameters and earthquake magnitude, *Jour. Phys. Earth*, 27, pp.353-372, 1979.
- 佐藤良輔編著 : 日本の地震断層パラメータ・ハンドブック, 鹿島出版会, 1989.
- Shuto N., C. Goto and F. Imamura : Numerical simulation as a means of warning for near-field tsunamis, *Coastal Eng. in Jpn*, Vol.33, No. 2, pp.173-193, 1990.
- 多賀城市埋蔵文化財調査センター : 市川橋遺跡-城南土地区画整理事業に伴う発掘調査略報 2 -, 多賀城市文化財調査報告書第59集, pp.1-16, 2000 A.
- 多賀城市埋蔵文化財調査センター : 市川橋遺跡第27次調査-現地説明会資料-, 2000 B.
- 渡邊偉夫 : 日本被害津波総覧, 東京大学出版会, 1985.
- 渡邊偉夫 : 869 (貞観11) 年の地震・津波と推定される津波の波源域, 津波工学研究報告, 第17号, pp.27-37, 2000.
- 山田一郎・庄子貞雄 : 宮城県に分布する新期の灰白色火山灰について, 日本土壤肥科学雑誌, 第52巻, 第2号, pp.155-158, 1981.