The Japanese Geotechnical Society

濃尾平野東縁部の地盤構成

Geologic Composition of the Ground in Eastern Margin of the Nohbi Plain

牧野内　猛（まきのうち　たけし）
名城大学教授　理工学部環境創造学科

内園立男（うちぞの　たつお）
冨士開発㈱　技術部長

塚本将康（つかもと　まさよし）
名城大学大学院生　理工学研究科博士課程

濃尾地盤研究委員会断面WG（のうびじばんけんきゅういいんかいだんめんWG）
㈳地盤工学会中部支部

1. はじめに

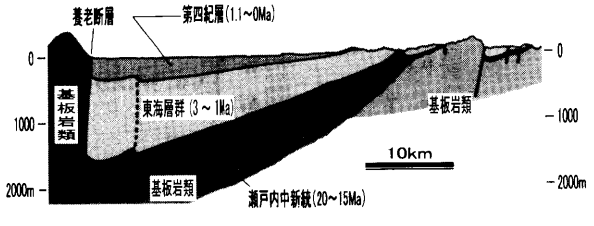
濃尾平野の地盤構成は，地盤沈下対策の総合的な研究のなかで，その基本的な枠組みが明らかにされた[1]。1992年には，「堆積環境が地盤特性に及ぼす影響に関する研究委員会」（委員長；陶野郁雄山形大教授，当時は国立環境研）が発足し，濃尾平野では名古屋地区部会（部会長；松澤　宏応用地質㈱技師長，当時は名古屋大）として，地盤と地質の関係者による協同研究体制が整った。名古屋地区部会は，従来，土質試験値の中でバラツキや異常値として処理されたデータは，試料採取の際の乱れや試験誤差を除けば，堆積環境や応力履歴に起因するのではないか[2]，との基本的視点に立ち，理学情報を積極的に収集して，土質試験値の堆積環境的な解釈に努めてきた[3]。

中部支部濃尾地盤研究委員会（委員長；板橋一雄名城大教授）は，名古屋地区部会の組織と基本的視点とを引き継ぎ，1995年から活動している[4)~6)]。本稿もその一環として進められている濃尾平野東縁部の地盤に関する研究で，現在までの成果の概要を報告する。なお，詳細な地質の記載は，稿を改めて報告する予定である。

2. 濃尾平野の地盤構成の概要

2.1 堆積盆地としての濃尾平野の形成

濃尾平野は，日本有数の沖積平野である。西縁は養老断層で画される（図―1）が，これはA級の活断層で，100万年ほど前から，1000～2000年の間隔で繰り返し地震を起こし[7]，そのたびごとに，西側を隆起させ，東側を沈降させた。その結果，東側はつねに凹地の環境が続き，上流からの土砂などによって埋積され，濃尾平野が形成された（図―1）。平野の沈降様式は西部がより大きく沈降（西に傾動）するもので，埋め立てた地層群のほとんどが，西に深く，かつ厚くなっている（図―2）。濃尾平野は傾動する地殻ブロック（濃尾傾動地塊）でもあるので，濃尾傾動盆地とも呼ばれる[1]。



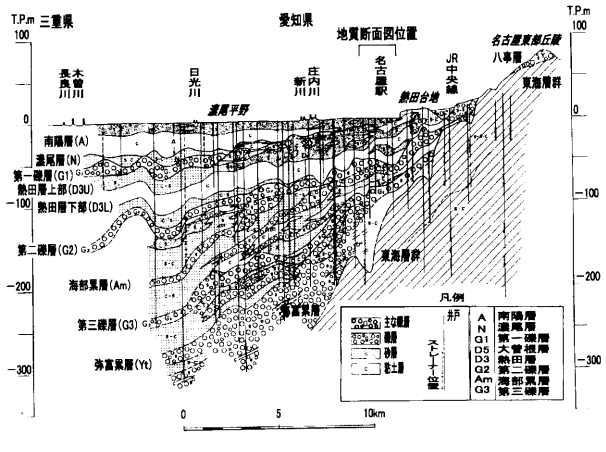
図―1　濃尾傾動地塊の東西模式断面図[1]

2.2 濃尾平野における地層の形成

沈降する濃尾傾動盆地に，泥・砂・礫のいずれが堆積するか？　これを規定するのが氷河の消長に伴う海面の昇降（氷河性海面変動）である。すなわち，第四紀の地球環境は，寒冷期（氷河期）と温暖期が10万年程度の周期で繰り返しており，寒冷期には氷河が拡大して海水量が減少するので海面が100～150 m 低下する。海岸線は伊勢湾口のさらに沖合に退き，かなり上流となる濃尾平野には砂礫が堆積する。いっぽう温暖期には氷河が融けて海面が上昇するので，平野の奥深くまで海が浸入し，海成粘土などが堆積する。こうして濃尾傾動盆地は，寒冷な低海面期の砂礫層と，温暖な高海面期の泥層（海成粘土層）とが，交互に重なる（互層する）地層群で埋め立てられている。

2.3 濃尾平野地下を構成する地層群

氷河性海面変動の影響をこうむり，砂礫・泥互層からなる平野下の地層群は，上位から，南陽層，濃尾層，第



図―2　濃尾平野浅部の東西地質断面図[1]

NII-Electronic Library Service

The Japanese Geotechnical Society

一礫層，熱田層，第二礫層，海部（あま）累層，第三礫層，弥富累層などに分けられる（図―2）。これらが第四紀層で，その下位には第三紀の東海層群および瀬戸内中新統，そして基盤岩類がある（図―1）。

完新世の南陽層（A）は，主に，上半部が砂層（上部砂層），下半部は貝殻を含む海成粘土層（中部泥層）で縄文海進の堆積物である。上部砂層は三角州の前置層，中部泥層は底置層にあたる。更新世末期の濃尾層（N）は砂泥互層で，砂層は30≦Nを呈する場合が多い。更新世後期の第一礫層（G1）は海面低下過程の堆積物で，最も浅い帯水層でもある。地表からG1までがいわゆる沖積層である。

更新世後期の熱田層（D3）は，上半部（D3U）が砂層で，木曽御岳起源の軽石（浮石）を含む。下半部（D3L）は海成粘土層で，高海面期（最終間氷期）の地層である。

さらに下位にある更新世中期の第二礫層（G2）・海部累層（Am）・第三礫層（G3）・弥富累層（Yt）は，低海面期の砂礫層と高海面期の海成粘土層などとの互層である。区別ができない場合は，海部・弥富累層（Dm）とよばれる。

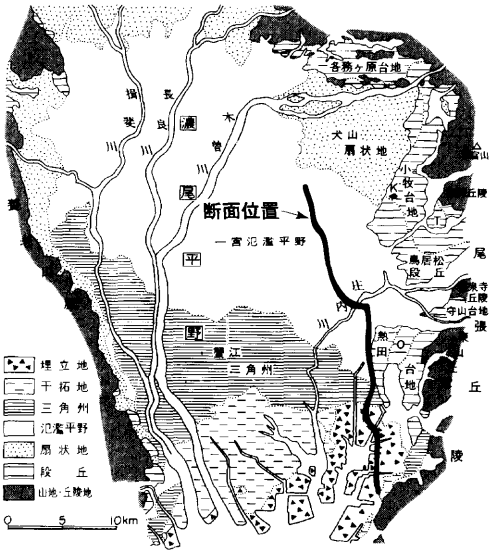
3.　濃尾平野東縁部の地盤構成

3.1　地質断面図の作成

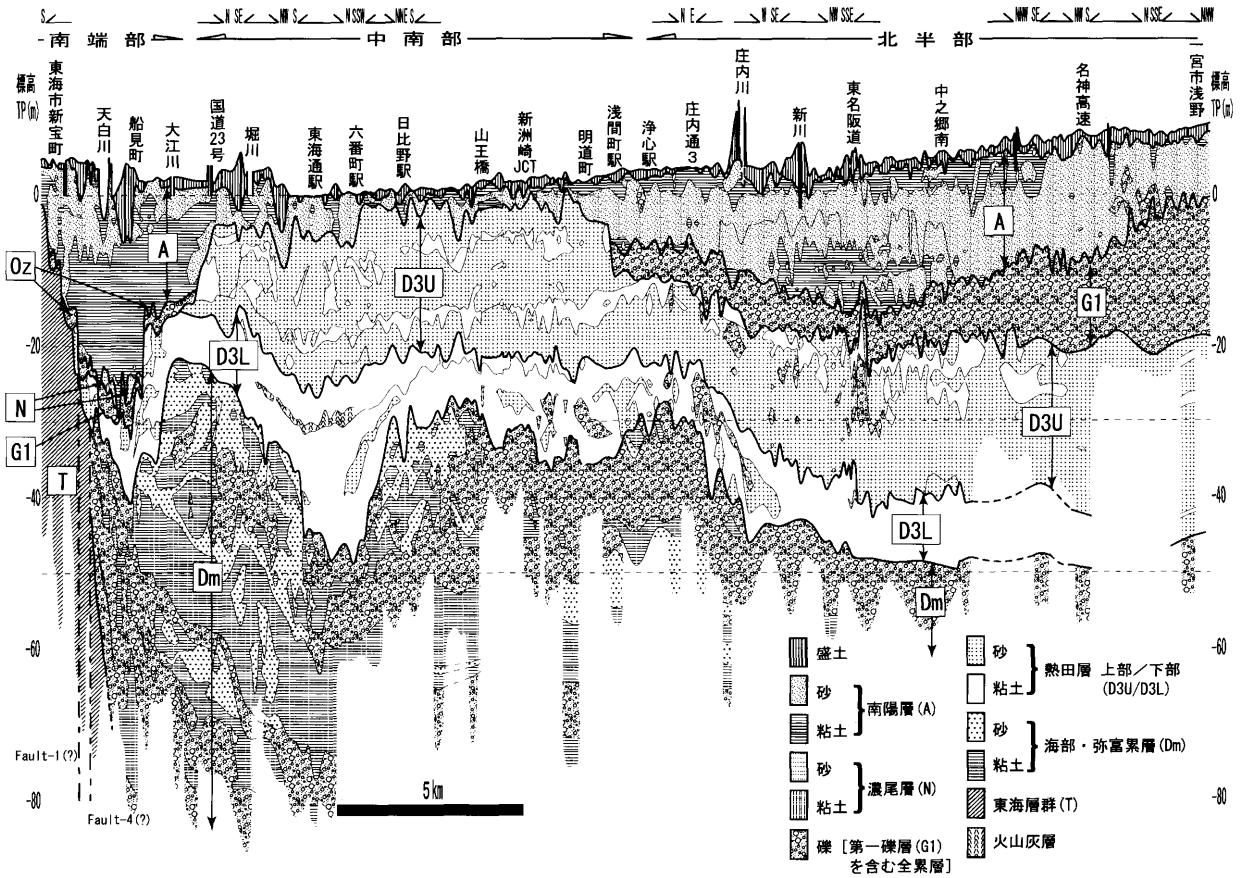
都市高速道路建設に伴う調査ボーリング資料を用いて地質断面図が作成された。その結果，平野東縁部の地盤構成がかなり詳しく明らかになった。断面線は，一宮市南東部（名神高速道路一宮ICの少し北）から，南方にJR名古屋駅付近を経て，東海市北部（伊勢湾岸道路東海IC）までの約31 kmである（図―3）。

3.2　平野東縁部の地下層序

図―4がその地質断面図である。水平方向を大きく縮めたため，地層境界線は鋸の歯のようになっている。全体として3区間に分けられ，記述の便宜上，これらを北半部，中南部，南端部とよぶことにする（図―4）。



図―3　濃尾平野の地形[8]と断面線の位置



図―4　濃尾平野東縁部の南北地質断面図

NII-Electronic Library Service

The Japanese Geotechnical Society

北半部は平野の東縁主部，中南部は名古屋都心を載せる熱田台地の西側延長部，南端部は天白川の沖積低地である（**図―3**）。ここでみられる地層は，上位から，南陽層，濃尾層，第一礫層，大曽根層，熱田層，海部・弥富累層，東海層群である。なお，南端部には濃尾平野と知多半島の丘陵地帯とを分ける天白河口断層がある。以下，上位からみていく。

(1) 南陽層（A） 北半部と南端部で厚い。上部砂層はほとんど $0 \leqq N \leqq 15$，中部泥層は $0 \leqq N \leqq 5$ である。北半部では上部砂層が厚く，その中～上部は非海成，下部は海成である。海成粘土の中部泥層は深い部分にはさまれる。南端部では海成粘土層（中部泥層）が卓越する。

(2) 濃尾層（N） 南端部のみに薄く認められる。$10 \leqq N \leqq 40$で，非海成の砂層を主体とする。

(3) 第一礫層（G1） 北半部での発達が顕著で，ほとんど$50 \leqq N$である。濃飛流紋岩・砂岩・チャートなどの礫からなり，$\phi = 10 \sim 30$ cm の玉石も含む。

南端部では，標高－15 m 付近に埋没段丘礫層があるが，これは大曽根層（Oz）と判断される。更新世後期の大曽根層は熱田台地に浅い谷を刻んだ地層である（**図―3** の O）。

(4) 熱田層上部（D3U） 北半部～中南部にみられる。南端部では，最終氷期の海面低下過程に侵食されてみられない。軽石（浮石）を含む非海成の砂層を主体とし，北半部の深い場所では海成の部分もある。砂層は，$5 \leqq N$で様々な値をとるが，$N \leqq 50$が多い。

(5) 熱田層下部（D3L） 貝殻を含む海成粘土層を主体とする。$2 \leqq N \leqq 10$が卓越するが，$11 \leqq N \leqq 20$もある。中南部の南半部では標高－25～－30 m に N 値が高く火山灰層とみられる泥層がはさまれている。南端部では天白河口断層によって切られているように見受けられる。なお，この断層は，D3L に変位を与えておらず，その堆積開始時にはすでに活動を停止していたと評価されている[9]。

(6) 海部・弥富累層（Dm） D3L より下位の地層は，Am か Yt か区別できないので，海部・弥富累層とする。砂礫の優勢な泥・砂・礫の互層からなる。砂層はほとんど$50 \leqq N$，泥層は $5 \leqq N \leqq 15$が多い。泥層は D3L より高い側に N 値頻度分布のピークがある。中南部の南半部から南端部にかけては，標高－40～－70 m に貝殻やサンドパイプを含む厚い（10～15 m）海成粘土層（$N = 10 \pm$）がはさまれる。

(7) 東海層群（T） 南端部の天白河口断層の南側にあり，非海成の泥・砂・砂礫の互層からなる。多くの場合，$50 \leqq N$を示す。東海層群は知多半島や名古屋東部丘陵をはじめ，伊勢湾周辺地域の丘陵をつくる第三紀層である。

4. ま と め

堆積盆地としての濃尾平野は，西縁を画す養老断層の活動に伴う傾動運動で形成された。そこに何が堆積するかを規定したのは氷河性海面変動で，寒冷な低海面期には砂礫層，温暖な高海面期には海成粘土層などが堆積し，砂礫・泥互層からなる地層群によって埋積された。

従来，必ずしも明確でなかった平野東縁部の地盤構成は，南北地質断面図の作成によって，かなり詳しく明らかになった。得られた主要な成果は，以下の諸点である。

(1) 熱田層上部には，ふたつの泥層挟在層準がある。

(2) 熱田層上部は軽石を含むことで知られているが，基底部は軽石を含んでいない。

(3) 熱田層下部の中部に，火山灰層とみられる N 値の高い泥層がはさまれている。この火山灰層が広域テフラのいずれに対比されるか，今後の課題である。

(4) 海部・弥富累層の中に，10～15 m に及ぶ厚い海成粘土層がはさまれる。沈降が小規模で砂礫層が卓越する東縁部にあって，これほどの厚い海成粘土層がはさまれることは，大変興味深く，これが何を意味しているのか，ほかの地層の理学分析も含めて，今後の課題である。

謝　辞

ボーリング資試料を提供して下さった名古屋高速道路公社，日頃，討論に加わって下さっている濃尾地盤研究委員会土質 WG の諸兄に，深く感謝いたします。

参　考　文　献

1) 桑原　徹：第3章 濃尾平野の地下水盆，濃尾平野の地盤沈下と地下水，名大出版会，pp. 35～76, 1985.
2) 松澤　宏：大局的地盤特性と局所的地盤特性，土と基礎，Vol. 43, No. 10, p. 453, 1995.
3) 名古屋地区部会：濃尾平野の堆積環境と地盤特性について，「堆積環境が地盤特性に及ぼす影響に関するシンポジウム」発表論文集，pp. 39～59, 1995.
4) 濃尾地盤研究委員会・中部地質調査業協会・応用地質学会：「理学・工学が臨海平野の地盤解釈に果たす役割に関するシンポジウム」発表論文集，p. 140, 1998.
5) 牧野内　猛・森　忍・檀原　徹・竹村恵二・濃尾地盤研究委員会断面 WG：濃尾平野臨海部における沖積層基底礫層（BG）および熱田層下部海成粘土層の年代―臨海部ボーリング・コアのテフラ分析に基づく成果―，地質学雑誌，Vol. 107, No. 4, pp. 283～295, 2001.
6) 内園立男・森　勇一：濃尾平野南部ボーリングコアの粘土混濁水の電気伝導度および pH 測定に基づく堆積環境の推定，第四紀研究，Vol. 43, No. 5, pp. 375～382, 2004.
7) 須貝俊彦・杉山雄一：深層ボーリング（GS-NB-1）と大深度地震探査に基づく濃尾傾動盆地の沈降・傾動速度の総合評価，平成10年度活断層・古地震研究調査概要報告書，地質調査所速報，No. EQ/99/3, pp. 77～87, 1999.
8) 坂本　亨・桑原　徹・糸魚川淳二・高田康秀・脇田浩二・尾上　亨：名古屋北部地域の地質，地域地質研究報告（5万分の1図幅），地質調査所，p. 64, 1984.
9) 名古屋市断層調査委員会：天白河口断層に関する調査報告書（概要版），名古屋市，p. 18, 1999.

（原稿受理　2005.1.6）

NII-Electronic Library Service