愛知県安城市の地下地質^{*1}

Subsurface geology of Anjo City, Aichi Prefecture, central Japan^{*1}

Abstract

牧野内 猛^{*2} 加藤麻衣^{*3}
大石康雄^{*4} 塚本将康^{*5} 武邑圭司^{*6}
大島 武^{*7} 杉浦 武^{*8}

*Takeshi Makinouchi^{*2}, Mai Kato^{*3},
Yasuo Ohishi^{*4}, Masayoshi Tsukamoto^{*5},
Keiji Takemura^{*6}, Takeshi Ohshima^{*7}
and Takeshi Sugiura^{*8}*

2010年1月8日受付.

2010年11月12日受理.

^{*2} 名城大学理工学部環境創造学科

Department of Environmental Science and
Technology, Faculty of Science and Technol-
ogy, Meijo University, Tenpaku-ku, Nagoya,
468-8502, Japan

^{*3} 日本振興 (株)

Nihon Shinko Co. Ltd., Nakamura-ku, Na-
goya, 450-0002, Japan

^{*4} (株) 大道設計

Daido Sekkei Co. Ltd., Nakamura-ku, Na-
goya, 450-0032, Japan

^{*5} (株) 川崎地質

Kawasaki Geological Engineering Co. Ltd.,
Minato-ku, Tokyo, 108-8337, Japan

^{*6} 岐阜プラスチック工業 (株)

Gifu Plastic Industry Co. Ltd., Kanda-cho,
Gifu, 500-8721, Japan

^{*7} (株) 橋本紙器製作所

Hashimoto Shiki Co. Ltd., Ushiyama-cho,
Kasugai, 486-0901, Japan

^{*8} サンエイ (株)

San-ei Co. Ltd., Sakura-machi, Kariya,
448-8524, Japan

Corresponding author; T. Makinouchi,
takmak@meijo-u.ac.jp

Anjo City is divided topographically into the Hekikai terrace (which represents the main area of the city), the Yahagigawa lowland (eastern area), and the Aburagafuchi lowland (southwestern area). The city is underlain by Holocene sediments, the Hekikai and Koromo formations, the Tokai Group, and basement rocks, in descending order. The Jomon transgression, which deposited a marine clay bed in the lower half of the Holocene sediments, caused inundation up to the midstream parts of narrow valleys carved into the Hekikai terrace. The Hekikai Formation, which forms the Hekikai terrace, consists of a sand member (upper half of the formation) and marine clay member (lower half), and is 16–36 m thick. The marine clay and sand members correspond with the bottomset and foreset beds of a delta, respectively. The age of the Hekikai Formation ranges from about 120 to 70 ka. The transgression that deposited the marine clay member of the Hekikai Formation started from Kinuura Bay (southwestern part of the Nishimikawa Plain) and inundated the western half of the city area. The upper part of the Koromo Formation consists of alternating beds of sand and mud, and is well consolidated compared with the Hekikai Formation. The basal surface of the Koromo Formation is located at an elevation of about –100 m a.s.l. in the southwestern part of the city, –45 m in the central part, and –25 m in the northeast. A generalized geological cross-section through the Nishimikawa Plain is proposed as a tentative model of the local geology.

Key words: Anjo City, subsurface geology, Hekikai Formation, Koromo Formation, Quaternary

はじめに

西三河平野（岡崎平野）の中央部を占める安城市は、昭和46年（1971）に『安城市史』、昭和48年（1973）に『安城市史資料編』を、1巻ずつ刊行した（安城市, 1971; 1973）。その後、新しい歴史資料の発見などにより、平成9年度（1997年度）から新たな市史編纂の事業に着手した。筆頭著者はこの事業に参画し、『自然編』の編集・執筆に携わってきた（牧野内, 2005）。

本稿は、この事業を通して得られた地下地質に関する成果のうち、牧野内（2005）では詳細に言及しなかった内容を主としている。とくに、浅層部について新たな資料を追加するとともに、明確でなかった地下地質の枠組みを明らかにすることができた。

西三河平野・安城市の地形・地質の概要

西三河平野は愛知県の中央部に位置し、東縁部には矢作川^{やはぎ}が南に流れている。安城市はこの平野の中央部を占めている。

この平野の地形は、北から南に階段状に低くなり、高位か

^{*1} 日本地質学会第111年学術大会（2004年9月、千葉大学）で発表した内容に資料を追加し、その後の検討を加えたもの。

Fig. 1. Geological map of the Nishimikawa Plain (redrawn from Makinouchi, 2001).

ら、藤岡面、三好面、挙母面、碧海面、越戸面、沖積面と呼ばれる（町田ほか、1962）。藤岡面は東海層群（新第三系）の丘陵背面である。三好面（最高位段丘）、挙母面（高位段丘）、碧海面（中位段丘）、越戸面（低位段丘）は、それぞれ、三好層、挙母層、碧海層、越戸層の堆積面である（町田ほか、1962; Fig. 1, Table 1）。このうち、本稿で主な対象とする碧海層は、濃尾平野の熱田層（伊勢湾周辺における海成中位段丘の模式層）に対比される（名古屋グループ、1969 ほか）。

安城市の地形は、碧海台地（碧海面）とその東を流れる矢作川の沖積低地（矢作川低地）、および碧海台地の南西側にある油ヶ淵の沖積低地（油ヶ淵低地）に分けられる。市域の主要部はこの碧海台地の上に載っている。台地の北には挙母面が分布する。

碧海台地は、北東部の標高約 25 m から南西に向かって徐々に低くなり、油ヶ淵低地に臨む辺りでは 5 m 前後になっている。台地を刻む小河川は、狭い沖積低地を伴って細

長く南西に延び、油ヶ淵低地に向かっている。台地南縁には基盤岩（領家変成岩）からなる小山が、島状に数個並び、最も高い山頂は標高 67 m である。

矢作川低地は市域北東部で標高 15 m 前後、南に向かって低くなり、市域南東部で 5 m 前後となっている。なお、かつての矢作川（矢作古川）は、上述の小山の間を縫って南に流れていた（Fig. 1）。しかし、江戸時代に碧海台地が開削された結果、現在、主要な流れ（矢作新川）は、西の油ヶ淵低地へと向かっている。

油ヶ淵低地は、東端部の矢作新川開削部付近で標高約 3 m である。いっぽう、西部の油ヶ淵周辺では 2 m 程度となり、新川流路より低くなっている。そのため、新川流路と油ヶ淵周辺とを分ける堤防が築かれている。

碧海台地は碧海層によって、また沖積低地は沖積層によって、それぞれ構成される（Fig. 2）。台地の北側には挙母面をつくる挙母層が露出する。

台地上は平坦で、また段丘崖も人の手が加わり、露頭はほ

Table 1. Stratigraphy of the Anjo City region, as proposed in previous works and in the present study.

Geological Age		Nishi-Mikawa Plain	Subsurface of the Nishi-Mikawa Plain	Hekikai Terrace	Hekikai Terrace
Age		Machida et al. (1962) Maximum thickness (m)	Kuwahara et al. (1985) Maximum thickness (m)	Moriyama (1994) Moriyama et al. (1997) Maximum thickness (m)	This study Makinouchi (2005) Maximum thickness (m)
Holocene		Alluvium (30)	Alluvium (30)	Alluvium (30)	Alluvium (30)
Pleistocene	Late		Yoshida Form. (20)		
			First Gravel Form. (10)		
		Koshido Form. (7)			
	Middle	Hekikai Form. (8)	Hekikai Form. (35)	Hekikai Form. (36)	
		Koromo Formation (12)	Koromo Formation (70)	Koromo Formation (70)	
Early	Miyoshi Formation (20)				
Pliocene Miocene		Tokai Group	Tokai Group	Tokai Group	Tokai Group
Pre-Neogene		Basement rocks	Basement rocks	Basement rocks	Basement rocks

とんど無い。建設工事などによる人工の露頭で観察される碧海層は、地表付近の薄い泥層と、その下位のやや厚い黄褐色の砂層（下限不明）から構成される。北部ではこの砂層に細～中礫が含まれる場合もある。市域北側に露出する挙母層は、風化によって赤色化した中～粗粒砂層からなる。

なお、地層の記載にあたって、粘土層およびシルト層は「泥層」で一括し、とくに海成の場合は慣例に従って「海成粘土層」と呼ぶことにする。また、地層の固結度を示す標準貫入試験のN値については、工学データとして精度の問題を始め、その信頼性に批判的な意見もある。しかし、原位置試験として規格化され、広範かつ一般的に実施されているので、その限界も念頭に置きつつ、固結度を示す一次データとして用いることにする。

地下地質の解明にあたって解決すべき課題

安城市域の地下地質解明にあたって、解決しなければならない層序に関する課題がある。それは、①碧海層の基底をどの層準に設定するか、②碧海層の下位にある地層を何と呼ぶか、という2点である。そこで、これらの課題についてまず最初に検討する。

1. 碧海層の基底

市域の主要部を占める碧海台地は、表層部が碧海層から構成されるが、その基底をどの層準にするか、意見が分かっている。すなわち、桑原（1982）や桑原ほか（1985）は地表下面のやや浅いレベルに設定しているのに対し、森山

（1994）や森山ほか（1997）はかなり深い。

台地の表面は平坦で、段丘崖も人の手が加わっていて露頭はほとんど無く、地表露出の部分は限られている。このような場合、ボーリング資料に基づいて検討せざるを得ない。既存の研究もボーリング資料を用いている。

そこで、市域の主要な地点において、掘削深度が大きいボーリングサイトを9カ所（市域の主要な9地点）ほど選んで地質断面図を作成し、碧海層の基底をどの層準に設定するか検討した。Figs. 3A, 3B, 3Cがその一部で、市域の南～西部においては、Fig. 3Aの標高-20～-30 mやFig. 3Bの0～-10 mのように、台地をつくる砂層の下位に、やや厚い海成粘土層が挟まれている。この泥層の水平方向の連続性を調べるために、市域の東西および南北方向の地質断面図を作成したところ、比較的良好に続くことが判明した（Fig. 4）。そして、市域北～東部では、非海成と推定されるやや厚い泥層となっている（Fig. 3Cの0 m付近）。これより下位では、砂層、泥層ともにN値が高くなっており、この泥層の下面をもって累層の境界とするのが適切と判断した。

碧海層が対比される濃尾平野の熱田層も、上半部は砂層、下半部は海成粘土層からなり、多くの場合、海成粘土層の下面をもって熱田層の基底と認定している（桑原, 1985）。そこで、碧海台地においても、濃尾平野の場合と同様に、ボーリング柱状図を下方に見ていった時、最初に現れるやや厚い海成粘土層の下面、およびそれに対比できる層準をもって、

Fig. 2. Geological map of Anjo City, showing the locations of drilling sites.

碧海層の基底とする。

なお、海成かどうかの判別は、濃尾平野の場合と同様に、ボーリング柱状図に「貝殻片混入」あるいは「貝化石を含

む」などの記述のある層準を海成と判断した。貝化石を含む層準が海成であることは、珪藻群集によってすでに確認されている (Mori, 1986; 森山ほか, 1997 など)。ただし、上述

Fig. 3A. Geological profile of the Lake Aburagafuchi–Tansui Bridge area (Makinouchi, 2005).

Fig. 3B. Geological profile of the area at Anjo Kosei Hospital (Makinouchi, 2005). See the legend in Fig. 3A.

の記載がない層準を非海成と判定するには、珪藻などのさらなる分析が必要である。

2. 碧海層の下位にある地層の呼称

碧海層の下位にある地層については、桑原（1982）や桑原ほか（1985）は拳母層、森山（1994）や森山ほか（1997）

Fig. 3C. Geological profile of the area at Anjo Sports Center. See the legend in Fig. 3A.

は油ヶ淵層と呼んでいる (Table 1). 本稿ではどのように考えるか、その見解を以下に説明する。

碧海層の海成粘土層より下位では、上述のように、N 値が高く固結した中～粗粒砂層が卓越し (Figs. 3A, 3B,

1. 沖積層

碧海台地東側の矢作川低地では、沖積層が厚く発達している (Fig. 5)。南部の小川橋北西では、沖積層は層厚約 30 m。岩質やN 値などから、①最上部層 (TB)、②上部砂層 (US)、③中部泥層 (MM)、④下部砂層 (LS)、⑤下部泥層 (LM)、⑥基底礫層 (BG) に区分される。これらのうち、MM は貝化石を含む海成粘土層である。

また、上流側の古井の東では、標高-7~-10 m にある砂礫層がBG である。沖積層は層厚約 20 m、①TB、②US、③MM、④BG から構成される。このうちMM は下流側より粗粒になっており、1 本の柱状図 (25516802) には貝化石が含まれるので、部分的には海成である。

碧海台地南西側の油ヶ淵^{たんすい}低地では、油ヶ淵-潭水橋で標高-10 m 付近までが沖積層である (Fig. 3A)。沖積層は層厚約 10 m、MM にあたる海成粘土層を主とする。油ヶ淵の柱状図 (36830101) はオールコアボーリングのため、N 値のデータは得られていない。碧海台地に刻まれた細長い沖積低地においても、MM にあたる海成粘土層が発達している (Fig. 2 の○印)。

2. 碧海層

市城南西端の油ヶ淵-潭水橋 (Fig. 3A) では、標高-20~-30 m に層厚 6~11 m の海成粘土層が挟まれるので、前述のように-30 m 付近までが碧海層である。海成粘土層の下位には層厚約 2 m の泥質砂層が挟まれるが、この泥質砂層を海成粘土層の基底部と判断し、この下面をもって碧海層の基底と認定する。上半部は砂層、下半部はこの海成粘土層である。周辺の碧海面は標高 6 m 付近にあり、基底は-30 m 付近にあるので、碧海層の層厚は 36 m ほどになる。

市域中央部にある安城更生病院 (Fig. 3B) は、碧海台地の東部に位置し、標高 0 m 付近より下位に厚い海成粘土層が挟まれている。その下面は-10 m 付近にあり、ここを碧海層の基底と認定する。碧海層は層厚 20~25 m、上半部は砂層を主とし、下半部がこの海成粘土層である。

市域北東部にある安城スポーツセンター (Fig. 3C) は、碧海台地中央部の北東寄りに位置する。海成粘土層はみられないが、標高 0 m 付近にやや厚く連続性のある泥層が挟まれ、これが海成粘土層の層準にあたる (Fig. 4; NS-3 断面の篠目 (Shinonome) 付近、およびEW4 断面のJR 安城駅付近)。したがって、この下面を碧海層の基底と認定する。碧海層は層厚 20~25 m、砂泥互層からなるが、上部は砂層、中部は泥層、下部は砂層がそれぞれ卓越する。基底部は上述のように泥層からなる。

さらに、碧海台地の北端では海成粘土層はみられないが、標高+5 m 付近に泥層の卓越する層準があり (Fig. 4; NS-3 断面の名鉄名古屋線付近)、これが海成粘土層の層準に相当する。碧海層は層厚 16~20 m、中~上部では中~粗粒砂層、下部は泥層が卓越する。

作成したほかの地質断面図や柱状図も含めて、碧海層は層厚 36~16 m、市城南西部で厚く、北東部で薄くなっている。基底は南西部で深く、北東部で浅い (Fig. 6)。最深部は市城南西端にあり標高-30 m ほどである。下半部は海成

粘土層、上半部は砂層が卓越する。下半部の海成粘土層は、市城南~西部に認められ、約 15 m の最大層厚を有するが、北~東部では非海成と推定される泥層になっている。

3. 挙母層

油ヶ淵-潭水橋 (Fig. 3A) では、挙母層の基底が標高-98 m 付近にある。層厚は約 70 m、-30~-50 m (上部) は砂勝ちの砂泥互層、-50~-80 m (中部) は泥層である。-80~-98 m (下部) は主に砂礫層で、礫径 10~20 cm の円~垂円の大礫も含んでいる。-70 m 付近にある厚い泥層には貝化石の含有が示されている (桑原, 1982) が、ボーリング現場で作成された柱状図にはその記載が無いので、検討の余地がある。森山ほか (1997) は、珪藻分析に基づいて-37±~-64±m の層準を海成と判定している。安城更生病院 (Fig. 3B) では、挙母層の基底が標高-45 m 付近にある。層厚は約 36 m。上部は泥層が卓越し、中部は砂層、下部は砂層と泥層、基底部は砂礫層からなる。安城スポーツセンター (Fig. 3C) では、基底は掘削深度より深く確認されていない。確認できる範囲では層厚 30 m、砂層が卓越する砂泥互層からなる。-30 m 付近には砂礫層も挟まれている。

挙母層については、作成したほかの地質断面図や柱状図も含めて、基底まで達している資料が少なく、全層準を観察できるわけではないが、以下の点が指摘できる。すなわち、碧海層直下の層厚 20 m ほどの層準では、全域にわたって泥、砂、礫の不規則な互層からなり、砂層が卓越する。碧海台地東縁部では礫層も目立つ。NS-3 断面の南部では海成粘土層も挟まれている (Fig. 4 の 39310601)。挙母層の基底は、市域北東端で標高約-25 m、中部で約-45 m、南西端で-100 m 付近にあり、南西端で深くなっている。層厚は、北東端で約 30 m、中部で 35 m 前後、南西端では約 70 m である。

4. 東海層群

収集したボーリング柱状図は、東海層群まで達しているものが少なく明確ではないが、油ヶ淵-潭水橋 (Fig. 3A) で標高-98 m 付近、安城更生病院 (Fig. 3B) で-45 m 付近、さらに台地北端では-27 m 付近に、それぞれ上面があり、これより深い部分を造っている。確認できる範囲では固結した砂泥互層からなる。

5. 各累層の岩質別N 値頻度分布

市域の主要な 9 地点について、各累層のN 値を岩質別にまとめたものがFig. 7A のヒストグラムである。さらに、地質断面図に用いた柱状図に加え、累層識別した 700 本余の柱状図についてのそれがFig. 7B である。全体として、地層が古くなるほど、また堆積物が粗粒になるほど、N 値は高くなっている。N 値のヒストグラムが作る山の主要範囲は、若干の重複がみられるものの、古い地層ほど大きい側にシフトしており、モードは異なっている。

6. 泥層中の火山ガラス屈折率

N 値測定の際に採取されたコアを 4 地点で入手し、泥層のテフラ分析を行った。分析された 44 試料 (碧海層と挙母層) のうち、火山ガラスが含まれていたのは 2 試料、抽出されたガラス片はわずかに 5 個であった。

Fig. 5. Geological profiles through the Yahagigawa lowland (Makinouchi, 2005). See the legend in Fig. 3A. (a) Furui: Geological profile of the area east of Furui. (b) Ogawa Bridge: Geological profile of the area northwest of Ogawa Bridge.

考 察

前節まで、累層区分の新しい基準を説明するとともに、安城市の浅層部における地下地質の概要を、牧野内 (2005) に基づいて述べて来たが、累層区分の妥当性や既存の研究との対応関係など、検討すべき点がある。この節では、まず、桑原 (1982) や桑原ほか (1985)、森山 (1994) や森山ほか (1997) の累層区分について、対応関係を検討する。つぎに本稿の累層区分の妥当性を考察する。さらに、沖積層や碧海層の堆積時における海進の範囲や、挙母層基底の層準、東海層群、基盤岩類などについて検討する。

1. 桑原 (1982) や桑原ほか (1985) の累層区分との対応関係

桑原 (1982) は、矢作古川河口域の地盤沈下に関連して地下地質を検討し、上位から、沖積層、吉田層、第一礫層、

碧海層、挙母層に区分した (Table 1)。そして、これらを濃尾平野地下の南陽層、濃尾層、第一礫層、熱田層、海部累層に、それぞれ対比した。

その後、地盤沈下観測井コアの花粉組成を、濃尾平野のそれと比較し、碧海層の基底を浅い位置に修正した (桑原ほか, 1985)。すなわち、一色観測井 (矢作古川河口域) 周辺では、当初の -40 m 以深 (桑原, 1982) を、-15 ~ -30 m まで浅くした。碧南観測井 (油ヶ淵) においても、-30 ~ -40 m を -10 m 付近に変更した。この結果、碧海層は薄くなり、挙母層は逆になりに厚くなった。挙母層の下位は東海層群と認定した。

桑原ほか (1985) の累層区分は、本稿のそれとほぼ同じである (Table 1)。ただし、碧海層の基底については、本稿の基準より 10 m ほど浅く、しかも砂層の基底であった

Fig. 6. Contour map of the basal surface of the Hekikai Formation (Makinouchi, 2005).

り、泥層のそれであったりして、一貫性がない。

また挙母面下の挙母層については、かなり薄いと認識されていた（層厚 12 m 以下；町田ほか，1962）が、層厚 30 m 前後を有し、さらに南に延びて、碧海台地の下の挙母層に続いているとの見解を示した（桑原，1982；桑原ほか，1985）。本稿もこの見解を踏襲する（Table 1）。

2. 森山（1994）や森山ほか（1997）の累層区分との対応関係

森山（1994）は、デルタ性堆積物が厚く発達する西三河平野では、氷河性海面変動における海進海退のプロセスが細かく記録されていると考え、碧海台地を中心に地下地質を検討した。

そのなかで、帯水層として連続性のある 2 枚の砂礫層が識別されるとし、標高 -40 ~ -50 m にある上位のものを「碧海層」基底の砂礫層（HB）、-60 m 付近にある下位のそれを「油ヶ淵層」基底の砂礫層（AB）と認定した。さら

に下位は東海層群とし、それぞれの累層は不整合関係にあるとした。また、珪藻や FeS_2 の分析結果から海成層準を認め、-30 m 前後以深を「碧海層」下部層（HL）、-20 m 前後までを中部層（HM）、さらに上位を上部層（HU）と呼び（森山，1994）、それぞれに海成粘土層のはさまれることを明らかにした（森山ほか，1997）。

森山（1994）や森山ほか（1997）の累層区分を、本稿のそれと対照すると、HU が本稿の碧海層に、また HM, HL, HB, および油ヶ淵層が本稿の挙母層に、ほぼ対応する。HU の海成粘土層は、本稿の碧海層下半部の海成粘土層にほぼ一致する。また、HL の泥層は油ヶ淵-潭水橋（Fig. 3A）の -40 ~ -45 m のそれと判断される。

本稿で扱ったボーリング資料は掘削深度がやや浅く、HL, HB や油ヶ淵層を十分に吟味できていないが、森山（1994）は、 $5\pm \leq N \leq 25\pm$ の砂層からなる HU（Fig. 7 の

Fig. 7. N-value histograms for Holocene deposits, and the Hekikai and Koromo formations in (A) selected areas, and (B) for all of Anjo City.

碧海層)と、 $50 \leq N$ の砂層からなるHM (Fig. 7の挙母層)とを、同じ「碧海層」と認定している。しかし、N値がこれほど著しく異なる場合、同じ時代の地層とは考え難く、両者には有意な時間間隙があると考えられる。その意味で、HUとHM以下の層準とは別の累層と判断するのが妥当である。

3. 本稿における累層区分とその妥当性

前項まで、桑原ほか(1985)と森山(1994)などの累層区分について見て来た。とくに、N値のモードと主要範囲に認められる有意な差から、森山(1994)のHUとHM以下の層準とを同一の累層として扱うのは困難である。また、内湾という堆積環境にあった西三河平野においては、同様な環境の濃尾平野と類似する堆積が進行したと推測される。この点からも、碧海層の堆積は、濃尾平野と同様に、海進、すなわち海成粘土層の堆積から始まったとするのが適切であろう。

なお、碧海層の下位にある地層を「挙母層」と呼ぶか、「油ヶ淵層」と呼ぶかについては、この地層が挙母面下の挙母層に続いていることが確認されていない現時点では、検討の余地がある。本稿では、岩質の類似性から、桑原ほか(1985)の見解を踏襲して挙母層と呼んでおく。

また、挙母層の下位にある地層が東海層群であることと、その深さについては、桑原ほか(1985)と森山(1994)は、同じ見解であり、本稿でもこれを踏襲する。

つぎに本稿の累層区分の妥当性を検討する。累層の識別にあたっては、ボーリングサイトの位置(沖積低地か、碧海台地か)、地層の岩質、色調、N値(固結度)、堆積環境(海成か、非海成か)などを基に判別した。これらの中で、地層の新旧を示唆するN値(固結度)は重要な基準である。市

域の主要な9地点について、各累層のN値を岩質別に示したのがFig. 7のAのヒストグラム、地質断面図に用いた柱状図と累層識別した700本余の柱状図についてのそれがFig. 7のBである。

既述のように、各累層は、N値のモード、主要範囲がそれぞれ異なっている。このことは、類似の固結度を有する地層群がひとつの累層として識別されたことを示しており、本稿の累層区分が適切であったと判断される。

4. 海進の範囲および堆積環境

前項で、本稿の累層区分が妥当であることを結論した。この項では、それに基づいて、海進の範囲や堆積環境などを検討する。

(I) 沖積層堆積時の海進 市域の主要な9地点、および累層識別した700本余の柱状図のうち、沖積層に貝殻片混入の記述(海成)があるサイトが、Fig. 2の○印である。

海成層が挟まれる区域は、西部では油ヶ淵低地とここに注ぐ長田川や半場川の流域、東部では矢作川低地である。両者は碧海台地で隔てられているので、海進は、油ヶ淵低地へは矢作新川の流域から、矢作川低地へは古川の流域から、それぞれ始まった。

この海進は縄文海進で、油ヶ淵低地では細長い沖積低地を伴う長田川や半場川の中流域まで達している。これは従来知られていなかった新しい事実である。朝鮮川は市域外のため資料はないが、やはり中流域まで達していると推測される。いっぽう、矢作川低地では、従来、新幹線付近以南とされていた(森山・小沢, 1972; 川瀬, 1998)が、本稿の検討により、新幹線を越えてさらに上流の古井の東まで達していることが判明した。

なお、矢作古川下流域では、 ^{14}C 年代測定から、沖積層の

Fig. 8. Locations of drilling sites where shells were encountered within the Hekikai Formation.

堆積開始が約 11 cal kyr, 海進の高頂期は 6~7 cal kyr である (Sato and Masuda, 2010). またその層序 (Sato and Masuda, 2010) と矢作川低地のそれ (Fig. 5) とを対比させれば, TB は Subfacies A2, US が Facies D, MM は Facies B, そして LS, LM, BG は Subfacies A1 に, それぞれ対比が可能である.

(2) 碧海層堆積時の海進, 堆積環境, および年代 碧海台地は安城市域を越えて広がっている, 累層識別した柱状図に加え, 桑原 (1982) と愛知県防災会議地震部会 (1981) の柱状図をも参照し, 碧海層に貝殻片混入の記述 (海成) があるサイトを示したのが Fig. 8 である.

海成層が挟まれるサイトは西~南西部に多く, その範囲に外接する線を描くと, 図中の太い破線ようになる. これが当時の海進の範囲と考えられる. これは従来把握されていなかった新しい資料である. 図中の南部は資料が少ないが, 海成を示すサイトは見当たらない. また, Fig. 8 の南側に当たる矢作古川下流域でも, 河口西側の臨海部で若干のサイトが認められるのみである. したがって, 碧海層堆積時の海進

は, 南西の衣浦湾側から始まったといえる. 海進範囲の北東縁は, 碧海層基底 (Fig. 6) の ± 0 m 等高線とほぼ一致している.

市域外の碧海層も, 市域と同様に, 下半部は海成粘土層, 上半部は砂層からなり, 下半部は三角州の底置層と捉えることができる. いっぽう, 上半部は前置層で, 南西部~北西部では泥質の中~細粒砂や砂泥互層が目立ち, 南東部~北東部では礫を含む中~粗粒砂層が卓越する. 市域でも類似の傾向は認められる. このように西に向かって細粒化することから, 西部が下流側と推定できる. 当時, 矢作川は西に向かって流れており, その後, 南にシフトして現在の流路 (矢作古川) に落ち着いたと考えられる. 碧海層の最上部は砂層, 泥層からなり, 泥層が卓越するので頂置層にあたると推定される.

また既述のように, 泥層には火山ガラスがほとんど含まれていない. 堆積当時, 降灰がなかったとは考え難く, 降灰の後, 粘土鉱物に変質したと推測される. 矢作川の上流域は花崗岩地帯で水の成分の影響も考えられる.

Fig. 9. Generalized geological profile through the Nishimikawa Plain (redrawn from Makinouchi, 2005). Note that the vertical scale for altitudes from -100 to +100 m is different to that for other altitudes.

碧海層の年代については、約 95 ka (町田・新井, 2003) の K-Tz (鬼界葛原テフラ) が、下半部と判断できる海成粘土層の最上部に挟まれている (森山ほか, 1997)。このことから、下半部と上半部の境界が約 95 ka と推定できる。いっぽう、碧海層の基底は、熱田層のそれ (牧野内ほか, 2001) も参考におおよそ 120 ka、上限は 70 ka (牧野内, 2005) と考えられる。

5. 挙母層

挙母層のうち、上部の岩質は本稿でかなり明らかにすることができた。しかし、中～下部の岩質を明らかにすること、ならびに挙母面をつくる挙母層との層位関係の確認などが、今後の課題である。

つぎに挙母層の基底、すなわち東海層群との境界について検討する。安城更生病院では標高 -45 m 付近にあるが、この近くを通る反射法地震探査の断面 (愛知県, 2003b) でも、このあたりの層準を挙母層の基底 (= 東海層群との境界) と認定している。ボーリング試資料による基底の認定と、反射法地震探査によるそれとは、それぞれ独立に行われたが、整合する結果となっている。南西端の油ヶ淵では標高 -100 m 付近、北東端では -25 m 付近に、それぞれ基底がある。

桑原ほか (1985) や森山 (1994) の資料も参照すると、挙母層の基底 (= 東海層群の上面) は、全体として北東部で浅く (-25 m 前後)、南西～西に向かって深くなり、油ヶ淵低地では -100 m となる。この低地の南西側では再び -40～-50 m まで浅くなる。これは南西側隆起の高大～高浜断層が、この低地の南西縁を通過しており (Fig. 1)、この断層による変位と推定される。

6. 東海層群および基盤岩類

愛知県 (2003b) による反射法地震探査の測線は、安城市中央部から新幹線の北側を北西に延び、名古屋市緑区の高大～高浜断層を横切った地点で終わっている。この断面に見られる東海層群は、上述のように、標高 -40～-50 m より深い部分にあり、2 枚の反射面によって 3 層に分けられる (愛

知県, 2003b)。この反射面は、緩やかに北西方向に深くなっており、基盤岩類との反射面も、凹凸はあるものの、やはり北西方向に深くなっている。なお、下部とされている層準には、瀬戸内中新統も含まれる可能性がある (愛知県, 2003b)。

安城市域においては、東海層群上部の層厚は約 100 m、中部は 100～200 m、下部は 200～400 m で、基底 (基盤岩類との境界) は -500～-600 m 付近にある。したがって、市域の東海層群の厚さは 550 m ほどになる。西側に接する高浜市高取町 (Fig. 2; 安城市との境界付近) の深井戸資料 (桑原, 1982) によれば、標高 -110～-470 m が東海層群で、その層準は砂泥互層からなる。したがって、隣接する市域でも類似の岩質と推測される。

基盤岩類については、名鉄南安城駅 (Fig. 2) 付近の温泉ボーリングが深さ 722 m (標高 -703 m) で花崗閃緑岩および石英閃緑岩に、また Kik-Net 安城観測井 (防災科学技術研究所のホームページの基盤強震観測網サイト, AICH04; 安城市赤松町, Fig. 2) では深さ 300 m (-290 m) で黒雲母片岩に、それぞれ着岩している (愛知県, 2003a)。このように基盤岩類の上面は、その標高が異なるので、かなり凹凸があるものと推測される。なお、この凹凸は、反射法地震探査断面から判断して、東海層群の中部と下部を分ける反射面の形成期までには滑らかに埋め立てられている。

以上、収集された資料に加えて既存資料も参照し、安城市周辺の地下地質を検討した。その結果、西三河平野における地下地質の枠組みも明らかになった。それを模式的に示したものが Fig. 9 で、現時点における試案として提示する。なおこの図は、標高 -100～+100 m の範囲の縮尺が、ほかの部分より大きく描かれていることに注意されたい。

ま と め

愛知県安城市の地下地質に関する資料が、『安城市史』の編纂事業を通して数多く得られた。これらのうち、『市史』

では詳細に言及しなかった内容を公表することが、本稿の主題である。

- 1) 安城市の地形は、碧海層からなる碧海台地と、その東側の矢作川低地、南西側の油ヶ淵低地に分けられる (Fig. 2)。またその地下は、上位から、沖積層、碧海層、挙母層、東海層群などによって構成される (Table 1)。
- 2) 沖積層には海成粘土層がはさまれ、これを堆積させた縄文海進は、碧海台地に刻まれた細長い谷の中流域にまで達している (Fig. 2)。
- 3) 碧海層は、上半部が砂層、下半部は海成粘土層からなり、層厚は16~36 m、北東部で薄く、南西部で厚い。下半部の海成粘土層は三角州の底置層、上半部の砂層は前置層と考えられる。またその年代は、下半部が120~95 ka、上半部が95~70 kaと推定される。
- 4) 碧海層の海成粘土層を堆積させた海進は、南西の衣浦湾から始まり、市域の西半部に広がった (Fig. 8)。
- 5) 碧海層の下位にある挙母層は、その上部が砂礫層を挟む砂泥互層で特徴づけられ、固結度は碧海層よりかなり高い (Fig. 7)。挙母層の基底は、市域南西縁で標高-100 m 付近にあり、中部で-45 m 付近、北東端部で-25 m 付近にある。なお、中~下部は資料が少なく、その岩質を明らかにすることが今後の課題である。
- 6) 西三河平野における地下地質の枠組みを、現時点における試案として提示する (Fig. 9)。

謝 辞

『安城市史自然編』の編集・執筆に際しては、ボーリング試資料をはじめとする関係資料を収集して下さった安城市史編さん室の方々と稲垣英夫氏、発表を許可して下さい下さった安城市、および安城市史編集委員会に感謝申し上げます。また、京都大学の竹村恵二教授、匿名の査読者、および地質学雑誌編集委員会の七山太博士からは、本稿の構成、内容、表記などについて、細部にわたって有益な助言とご教示をいただき、本稿は著しく改善された。これらの方々に深く感謝申し上げます。

引 用 文 献

- 愛知県 (Aichi Prefecture), 2003a, 平成 14 年度地震関係基礎調査交付金三河堆積平野地下構造調査結果報告書 [Subsurface Survey Report of Sedimentary Basin under the Mikawa Plain]*. 38p., および付表 2.2.1-2.2.2, 付図 1.2.1-3.2.12 (C).
- 愛知県 (Aichi Prefecture), 2003b, 三河地域堆積平野の地下構造に関する調査。2003 年活断層調査成果および堆積平野地下構造調査成果報告会予稿集 [Abstr. 2003 Ann. Meet. Active Fault Survey and Subsurface Survey of Sedimentary Basin under Alluvial Plain]*, 137-146.
- 愛知県防災会議地震部会 (Earthquake Department, Disaster Prevention Council of Aichi Prefecture), 1981, 愛知県の地質・地盤 (資料編その 2) [三河部] [Geology and Ground of Aichi

Prefecture, Material Version Part 2, Mikawa District]*. 655p.

- 安城市 (Anjo City), 1971, 安城市史 [History of Anjo City]*. 第一法規出版 (Daichi-Hoki Press), 1275p.
- 安城市 (Anjo City), 1973, 安城市史 資料編 [History of Anjo City, Material Version]*. 安城市役所 (Anjo City Hall), 1113p.
- 川瀬久美子 (Kawase, K.), 1998, 矢作川下流低地における完新世後半の地形環境の変遷。地理評 (Geogr. Rev. Japan), 71A, 411-435.
- 桑原 徹 (Kuwahara, T.), 1982, 西三河地区 (矢作古川流域) の地下地質と地盤沈下。地盤沈下の実態とその対策に関する調査研究報告書 [Reports on Survey, Research, and Countermeasure for Ground Subsidence]*, 第 8 報, 愛知県環境部 (Environmental Department of Aichi Prefecture), 95-136, 附 I-1-38, 附 II-1-9.
- 桑原 徹 (Kuwahara, T.), 1985, 3 章 濃尾平野の地下水盆。濃尾平野の地盤沈下と地下水 [Ground Subsidence and Ground Water in the Nohbi Plain]*, 35-76, 名古屋大学出版会 (Nagoya Univ. Press), 245p.
- 桑原 徹・吉野道彦・森 忍 (Kuwahara, T., Yoshino, M. and Mori, S.), 1985, 西三河地区 (碧海盆地) の地下水盆構成について、一色・碧南観測井の微化石分析結果による再検討。地盤沈下の実態とその対策に関する調査研究報告書 [Reports on Survey, Research, and Countermeasure for Ground Subsidence]*, 第 10 報, 愛知県環境部 (Environmental Department of Aichi Prefecture), 29-56.
- 町田 洋・新井房夫 (Machida, H. and Arai, F.), 2003, 新編 火山灰アトラス [日本列島とその周辺] (Atlas of Tephra in and around Japan, revised ed.). 東京大学出版会 (Univ. Tokyo Press), 336p.
- 町田 貞・太田陽子・田中真吾・白井哲之 (Machida, T., Ohta, Y., Tanaka, S. and Shirai, T.), 1962, 矢作川下流域の地形発達史。地理評 (Geogr. Rev. Japan), 35, 505-524.
- 牧野内 猛 (Makinouchi, T.), 2001, 6. 猿投-境川断層。愛知県の活断層, その 3 (三河地域) [Active Faults in Aichi Prefecture, Part 3, Mikawa District]*, 愛知県防災会議地震部会 (Earthquake Department, Disaster Prevention Council of Aichi Prefecture), 28-64.
- 牧野内 猛 (Makinouchi, T.), 2005, 第 1 章 地形と地質。新編安城市史 11, 資料編 自然 [History of Anjo City, New Edition, Vol. 11, Material Version, Nature]*, 2-92, 612p.
- Mori, S., 1986, Diatom Assemblages and Late Quaternary Environmental Changes in the Nobi Plain, Central Japan. Jour. Earth Sci., Nagoya Univ., 34, 109-138.
- 森山昭雄 (Moriyama, A.), 1994, 西三河平野、碧海層の堆積構造と海水準変動。地理評 (Geogr. Rev. Japan), 67A, 723-744.
- 森山昭雄・橋爪 厚・石原 秀 (Moriyama, A., Hashizume A. and Ishihara, H.), 1997, 化石ケイソウ群集による碧海層の堆積環境の変遷と油ヶ淵断層による変位。愛知教育大研究報告 (自然科学編) (Bull. Aichi Univ. Edu., Ser. Nat. Sci.), 46, 61-69.
- 森山昭雄・小沢 恵 (Moriyama, A. and Ozawa, M.), 1972, 矢作川流域の沖積平野の地形と沖積層について。第四紀研究 (Quatern. Res.), 11, 193-207.
- 名古屋グループ (Nagoya Group), 1969, 伊勢湾周辺の第四系。日本の第四系, 地学団体研究会専報, no. 15, (Assoc. Geol. Collab. Japan, Monogr.), no. 15, 319-329.
- Sato, T. and Masuda, F., 2010, Temporal changes of a delta: Example from the Holocene Yahagi delta, central Japan. Estuarine, Coastal and Shelf Science, 86, 415-428.

* English translation from the original written in Japanese

(要 旨)

牧野内 猛・加藤麻衣・大石康雄・塚本将康・武邑圭司・大島 武・杉浦 武, 2011, 愛知県安城市の地下地質. 地質雑, 117, 79–94. (Makinouchi, T., Kato, M., Ohishi, Y., Tsukamoto, M., Takemura, K., Ohshima, T. and Sugiura, T., 2011, Subsurface geology of Anjo City, Aichi Prefecture, central Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 117, 79–94.)

安城市の地形は、碧海層からなる碧海台地と、その東側の矢作川低地、南西側の油ヶ淵低地に分けられる。市域の地下は、沖積層、碧海層、挙母層、東海層群などによって構成される。沖積層の海成粘土を堆積させた縄文海進は、台地に刻まれた細長い谷の中流部にまで達している。碧海層は、上半部が砂層、下半部は海成粘土層からなり、層厚 16～36 m、北東部で薄く南西部で厚い。下半部の海成粘土層は三角州の底置層、上半部の砂層は前置層で、海成粘土層を堆積させた海進は、南西の衣浦湾から浸入し、市域の西半部に広がった。碧海層の年代は、下半部の海成粘土層が 120～95 ka、上半部が 95～70 ka と推定される。挙母層は、その上部が砂礫層をはさむ砂泥互層からなり、固結度は碧海層よりかなり高い。挙母層の基底は、市城南西縁で標高－100 m 付近にあり、北東に向かって浅くなり、北東端部では－25 m 付近にある。東海層群は主として固結した砂泥互層である。西三河平野における地下地質の枠組みを、現時点における試案として提示した。