

## 濃尾平野における地下温度プロファイル

内田洋平\* 佐倉保夫\*\*

Youhei UCHIDA and Yasuo SAKURA (1999) Subsurface temperature profiles in the Nobi Plain, central Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 50(10), p. 635-659, 11 figs., 1 table, 41 appendix-figs.

**Abstract:** Vertical temperature profiles in the Nobi Plain are able to be classified into three types, recharge type, discharge type and intermediate type, according to the temperature gradient. Moreover, there are many temperature inversions in the vertical temperature profiles which are classified as the recharge type. These temperature inversions are manifested as the minimum temperature in the vertical temperature profile below the isothermal layer. All of the type of profiles that show the inversion are located in recharge area outside the discharge area. Annual mean surface temperature has increased about 2°C during the last 100 years in the Nobi Plain, and it is assumed that this surface warming causes subsurface temperature inversions. A numerical analysis including the effect of surface warming shows that subsurface temperatures in shallow layers are affected by changes in surface temperature. In the discharge area, however, temperature inversions cannot be recognized because the depth of inversion has been shifted to within 20 m of the surface by upward groundwater flow, where seasonal fluctuation of subsurface temperature conceals the inversion.

### 要 旨

濃尾平野における地下温度鉛直プロファイルは、その温度勾配から涵養域型・流出域型・中間型の3つのタイプに分類することができる。さらに、涵養域型のプロファイルの多くには地温逆転現象が認められる。地温逆転とは、温度プロファイル中に恒温層以深で温度の最小値があらわれることである。濃尾平野では、過去100年の間に年平均気温が約2°C上昇しており、この気温上昇によって、地下の地温逆転現象が引き起こされたのではないかと考えられる。地表面の温度上昇の影響を考慮した鉛直一次元解析解は、地下浅層部には地表面の温度上昇の影響が現れることを示している。しかし、流出域では地温逆転現象は認められない。これは、地下水の上向きの流れによって地温逆転深度が地下20mよりも浅い部分に形成され、地温の季節変動によって隠蔽されてしまうためと思われる。

### 1. はじめに

近年の温度測定機器の技術向上により、地下温度の測定は、精度も高かつ容易に行われるようになってきた。地下水流動と地下温度分布に関する研究もいくつか試みられている。しかし、調査地域特有の地形・地質条

件に基づく地下水の流れは複雑である上、都市化に伴う揚水や地表面の温暖化が地下温度分布に影響を及ぼしていることが予想され、地下温度分布を合理的に説明することは決して容易ではない。

本論文では、濃尾平野における41箇所の地盤沈下対策用の観測井で測定した地下温度プロファイルを紹介するとともに、温度プロファイルの分布特性及び形状について検討することにする。

### 2. 従来の研究

地下温度分布の形成には、熱の伝導だけではなく、地下水の流動に伴う熱の移流が大きな役割を持っている。流域規模の地下水流動の研究としてToth (1963)は、地質を等方均質と仮定して、地下水面を上部境界、不透水基盤を下部境界、分水界と谷底を仮想の不透水境界とした断面二次元領域のなかで、流動を支配するラプラスの方程式を解くことから、地下水流動系の概念を提示した。Toth (1963)は、流域規模の地下水流動系には規模の小さなものから、局地流動系・中間流動系・広域流動系の3種類が存在することも示した。また、Stallman (1963)は、地下水と熱の流れに関する式を導き、Dominico and Palciauskas (1973)は、Stallmanの熱輸送の式を適用して地下の温度分布を求める近似解を得るとともに、地下水フラックスの効果を検討した。それによると、地下水の流れが存在しない静水圧状態の温度分布は、熱伝導のみに支配され一様な温度勾配をもつ。地

Keywords: vertical temperature profile, groundwater flow system, temperature inversion, numerical analysis

\* 環境地質部 (Environmental Geology Department, GSJ)

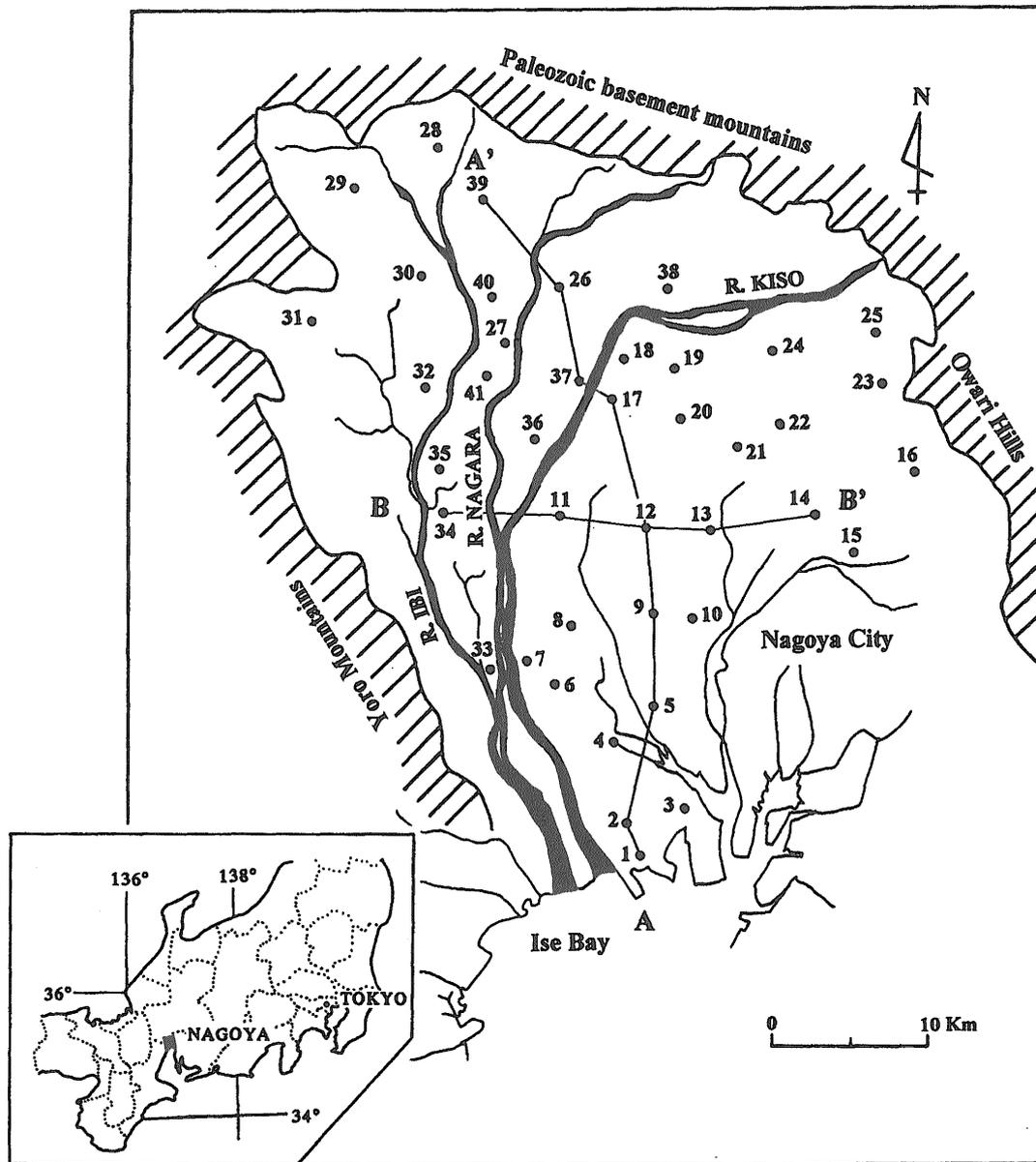
\*\* 千葉大学理学部 (Department of Sciences, Chiba University, 1-33 Yayoi-cho, Inage-ku, Chiba 263-8522, Japan)

下水流動が生ずる場合の温度分布は、地下水の涵養域と流出域で地下温度分布に熱伝導のみで形成された温度からのずれが生じる。地下水の循環速度が速くなるほどそのずれが大きくなり、地下水の流れがないときの温度勾配一定に対して、地下水涵養域では下に凸、流出域では上に凸の温度分布が現れ、同一深度の地下温度は涵養域でより低温、流出域でより高温となる。

国内における3次元の地下水流動と地下温度場に関する調査・研究には、佐倉(1993)の米沢盆地あるいは、内田ほか(1993)の山形盆地における同様な研究がある。いずれの盆地も、盆地周辺部では地下温度が低く、中心部で地下温度が高くなる傾向を示し、佐倉(1993)および内田ほか(1993)は、Domenico and Pal-

ciauskas(1973)の解析解を用いることにより、地下温度分布は広域地下水流動系を反映していることを指摘した。

ところで、濃尾平野では1950年代から地下水揚水に伴う地盤沈下が社会問題となり、平野内にはこれまでに多数の地盤沈下対策の観測井が設置されている。これらの観測井の中から41箇所についてUchida *et al.* (1996)は水理水頭分布・地下水温分布を計測し、地下水の流れは揚水の影響を大きく受けているのに対して、地下の温度分布は揚水の影響をあまり受けていないことを明らかにした。また、Uchida *et al.* (1996)は、濃尾平野に3次元有限差分モデルを適用し、揚水の影響のない自然状態における地下水流動と地下温度分布の定常状態を仮定



第1図 研究地域と観測井の分布。  
Fig. 1 Location of study area and observation wells.

した数値解析を行った。その結果、観測値と上述の数値解析結果の地下温度分布が類似していることから、現在の地下温度分布には揚水の影響はほとんど現れていないことを示した。さらに、内田 (1998) は非定常数値解析を行い、揚水が地下温度場に与える影響を詳細に検討した。それによると、揚水による誘発的地下水涵養により地表近くから下方へ熱移流が起こり、揚水の盛んな濃尾平野中心部から南部にかけて揚水井のスクリーン設置位置が多数集中する深度より浅層で温度がわずかに下がるが、現在までのところ温度の変化は非常に小さいため、現地観測において揚水の影響は検出できないことを示した。

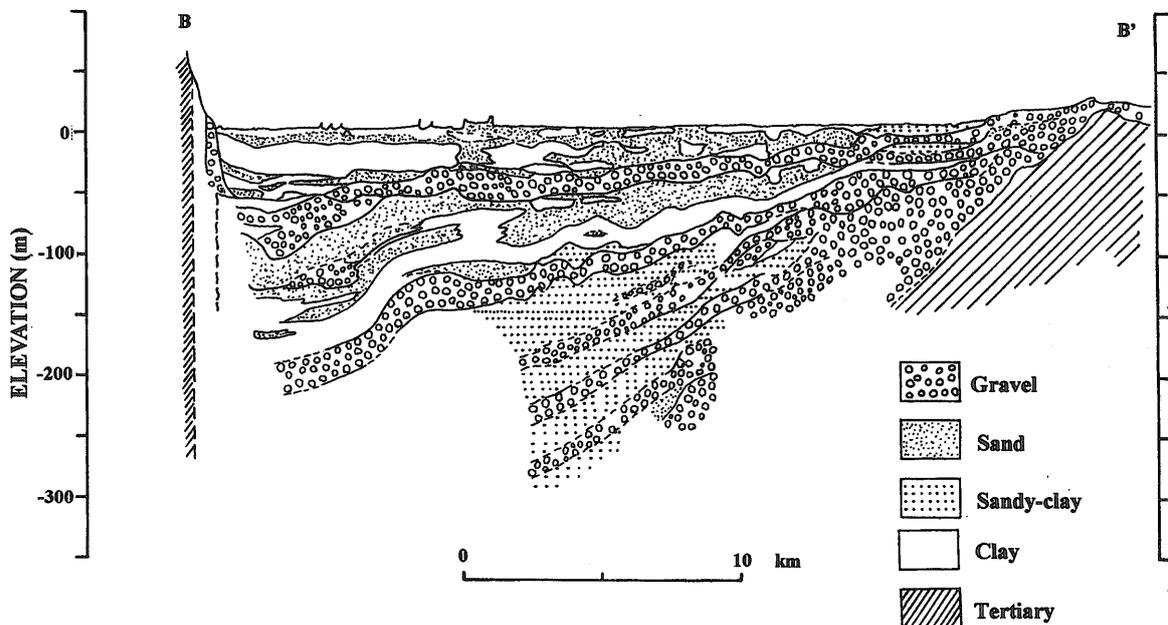
一方、地下の温度場には地下水流動の影響を受けるばかりではなく、近年の大きな気候変化である 1880 年から 1940 年の地表の温暖化現象によって、北アメリカ、ヨーロッパやオーストラリアの多くの場所で地下 50 m から 100 m の間で地温の逆転現象が生じている (Cermak, 1971; Jessop, 1990)。地温逆転現象の問題に関しては、地表面の温度上昇に伴う温度場への影響を個々に議論したものはいくつかあるが、地下水流動の影響を組み合わせて論じたものは少ない (Kukkonen and Clauser, 1994)。

### 3. 研究地の概要

濃尾平野は、約 1300 km<sup>2</sup> の面積を有する平野で、養老・伊吹山地の急斜面を西限とし、東は木曽山地の南西に続く尾張丘陵と尾張山地によって限られ、南は伊勢湾

に開いている (第 1 図)。濃尾平野は、中新世末期—鮮新世ころからはじまった濃尾傾動地塊運動により、西に傾きながら沈降して傾動した盆地に形成されている (愛知県防災会議地震部, 1980)。三重県から尾張、三河地域一帯に広く分布する丘陵地帯は、第三紀鮮新世—第四紀更新世前期にわたって堆積した東海層群から構成されており、この東海層群を堆積した濃尾平野の傾動盆地は、更新世中期以降も傾動に伴う造盆地運動を続け、東側から西側に徐々に厚くなるように更新世中後期の洪積層を堆積した。これらの第四紀中期以降の地層は、第 2 図の断面図に示すように、氷期における海面低下期の河床成の礫層と間氷期の高海面期に堆積した淡水成または海水成の粘土層が交互に重なっている。なお、一般に粘土層は平野の北部では砂層や礫層に移り変わってしまい、扇状地では大部分が砂層と礫層で構成されている。濃尾平野の豊富な地下水は、これらの扇状地で涵養され、1940 年以前には、自噴帯が平野一帯に広がっていた。

日本経済の高度成長とともにない 1960 年ごろから揚水量が増加し、自噴地下水の圧力が低下したため、1970 年ごろには、大垣市の一部を除いて濃尾平野ではほとんど自噴井が見られなくなった。また、利用する地下水も浅層からしだいに深層に移り、用途も生活用水から灌漑・上水道・工業用水などへと拡大していった。地下水の揚水量は、1973 年に 1 日あたり 380 万 m<sup>3</sup> に達したが、その後揚水規制で次第に減少し、1990 年は 1 日あたり 185 万 m<sup>3</sup> となっている (愛知県環境部公害対策課, 私信)。



第 2 図 B-B' 地質断面 (東海三県地盤沈下調査会, 1985 による)。

Fig. 2 Hydrogeological cross section along B-B' in Fig. 1 (after Subsidence Survey Committee in Tokai Region, 1985).

4. 観測方法

濃尾平野内の41箇所の地盤沈下対策観測井で測定を行った(第1図)。濃尾平野では、同位置に複数の異なる深度の観測井が設置されており、各観測井の深度は、地下50m-400mである。測定は、1993年5月11日-14日、9月1日-3日、12月13日-16日および1994年10月31日-11月2日の4回行い、等水理水頭線分布、地下水温度分布を得た。地下水温度の計測は、観測井内においてデジタル・サーミスタ温度計(分解能0.01°C、深度300mまで測定可能)を使用し、2m毎に地下水温度を計測した。なお、観測井内の各深度の水温をその深度の地中温度として取り扱うためには、観測井内の水柱の温度安定性、つまり井戸内における対流発生の有無を検討する必要がある。これに関して、Krige(1939)は井戸の口径、水の物理定数等から、理論的に対流が発生する臨界値を求める式を提示している。井戸の口径に関しては、半径10cm程度以内の井戸においては自由対流があるとしてもその影響は小さいという指摘がなされている(谷口, 1987)。濃尾平野における地下水温度観測においても、計測時の温度の揺らぎがないこと、複数回の時期で測定した結果でもほとんど温度変化が認められないことから、本研究においては井戸内の各深度の水温を周辺の地中温度とみなすことにした。また、浅層部の地下温度分布には気温の季節変動による影響が表れる。一般に、地表面温度の季節変化は、地下20mあたりまで影響を及ぼす。本研究では、地下温度の季節変化が認められなくなる、あるいは、温度変化が0.1°C以下になる深さを恒温層として取り扱い、季節変動の表れない恒

温層以深の温度分布について検討した。

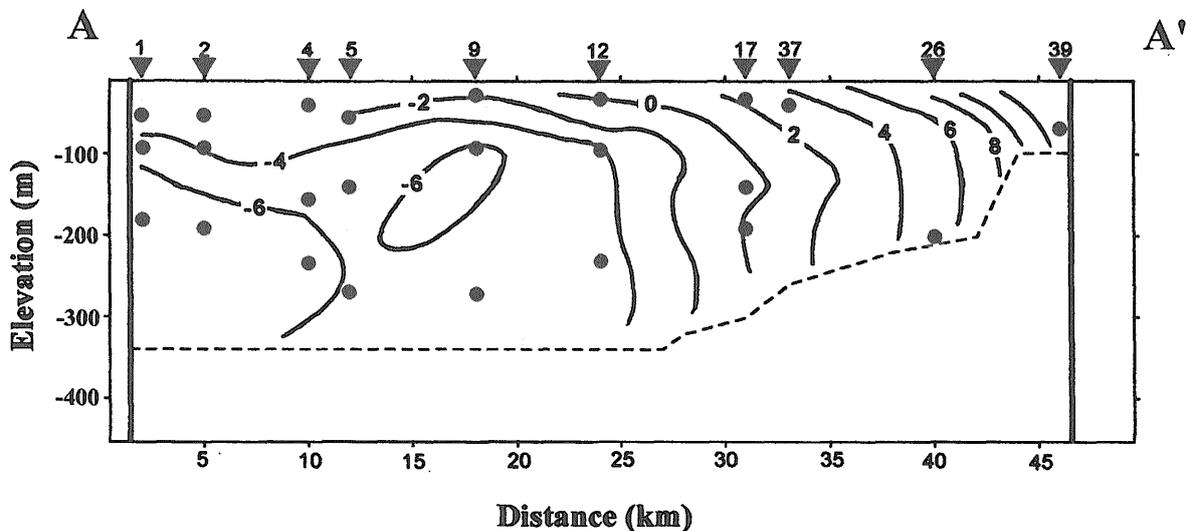
5. 観測結果

5.1 水理水頭分布

第3a図と第3b図は、第1図に示した南北断面A-A'(観測井1-39)と東西断面B-B'(観測井34-14)における鉛直断面水理水頭分布図である。南北断面における水理水頭分布図(第3a図)には、平野中心部の標高-100mから-200mにかけて揚水の影響が地下水流動系に表れていることが認められる。平野中心部の標高-100mから-200mの範囲は揚水井のスクリーンすなわち取水部位が集中しており、その揚水の影響によって水理水頭の低下部分が形成されている。水理水頭の最低値は約-6mで、地下水はこの水理水頭の低下部に向かって流れている。また、平野中心部から南部にかけて地下-100m以浅の等水理水頭線は、地表面とほぼ平行に分布している。この水理水頭の分布形態は、揚水によって強制的に浅層部の地下水を下方へ引き込む現象を示しており、これを誘発的涵養という。一方、広域地下水流動系は、平野北部で涵養され、伊勢湾方面へ流出する形態を持つ。東西断面(第3b図)においては、地下水は平野の東部・西部の両側で涵養され、揚水井の集中している平野中心部へ向かって流れている。

5.2 地下温度分布

第3a図及び第3b図と同じ断面における鉛直断面地下温度分布図を見ると、南北断面の地下温度分布(第4a図)において、南部と北部とでは、温度分布に



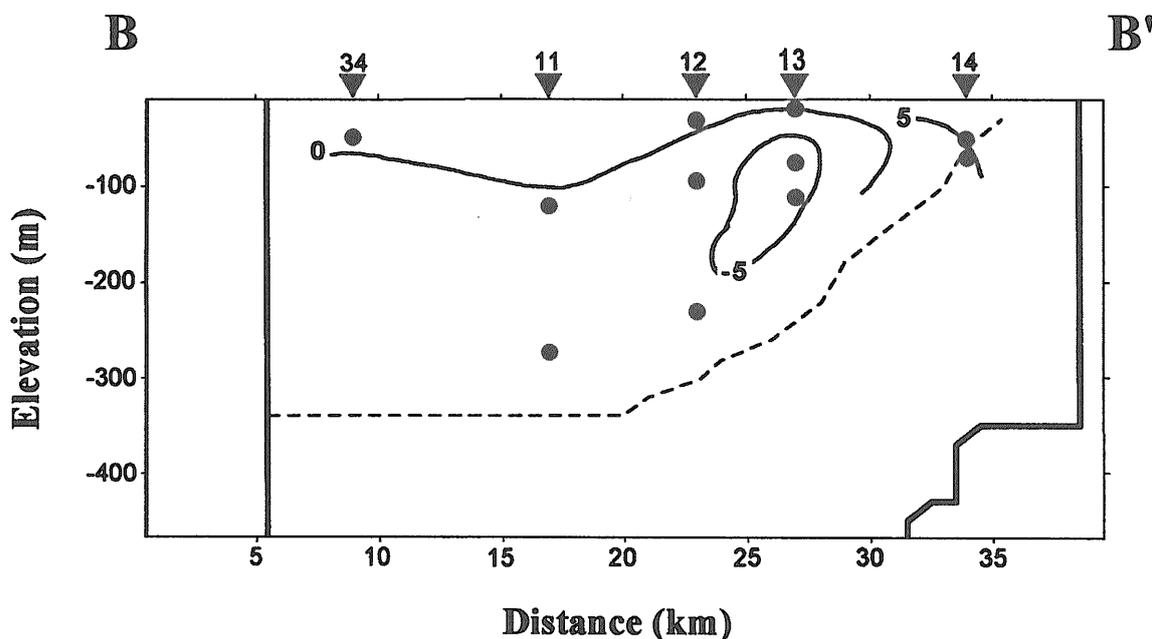
第3a図 A-A'断面における水理水頭分布(ドットはスクリーン深度を表す。破線は第4系と第3系の境界を示す)。  
 Fig. 3a Vertical distribution of hydraulic heads (m) above sea level in a cross section along well 1-well 39. (Filled circle shows the position of screen in the observation well. Dashed line shows the contact between the Quaternary and Tertiary systems.)

大きな違いが認められる。北部では南部と比べて温度が低く、かつ、温度勾配が低い。これは、涵養域における地下水の下向きの流れによるものである。一方、南部においては、温度も温度勾配も高くなっている。これは、地下水流動に伴う熱移流によるものである。また、平野北部では、観測井 17 から 39 にかけて、地温逆転現象が生じている。

東西断面における地下温度分布 (第 4b 図) では、断面の両側で地下水涵養に伴い、温度が低くなっている。

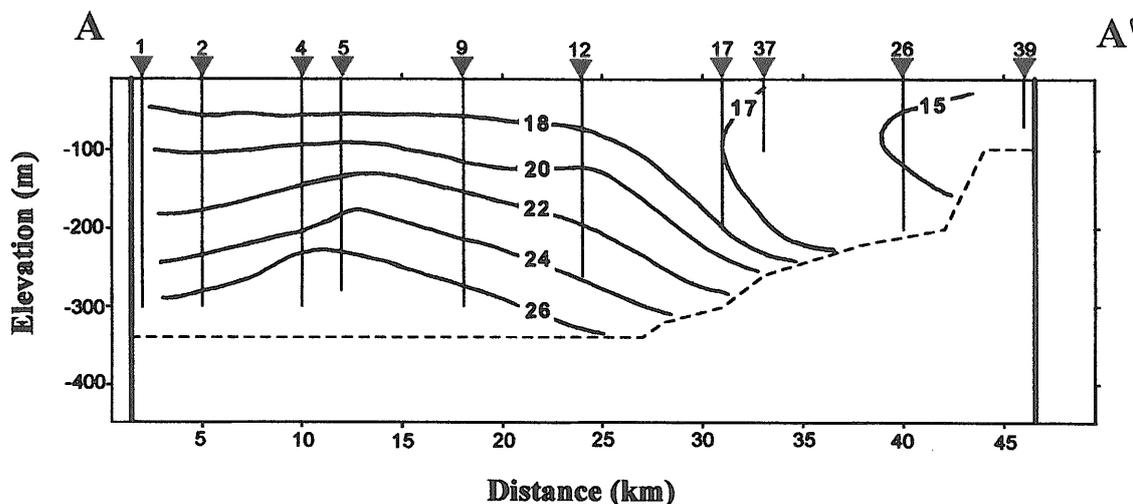
それに対して、流出域と推定される中心部で温度が高くなっている。第 4c 図は、地下 -100 m における平面温度分布図である。地下温度分布は、平野北西部がもっとも低く (14°C 以下)、南下するに従い温度は上昇し、平野のほぼ中心部で温度は 20°C 以上になる。

濃尾平野の水理水頭分布と地下温度分布の観測結果より、地下水は主に平野の北部で涵養され、平野中心部、及び伊勢湾方面へ流動していると考えられる。それに伴い、地下温度は涵養域で低く、中心部で高くなること



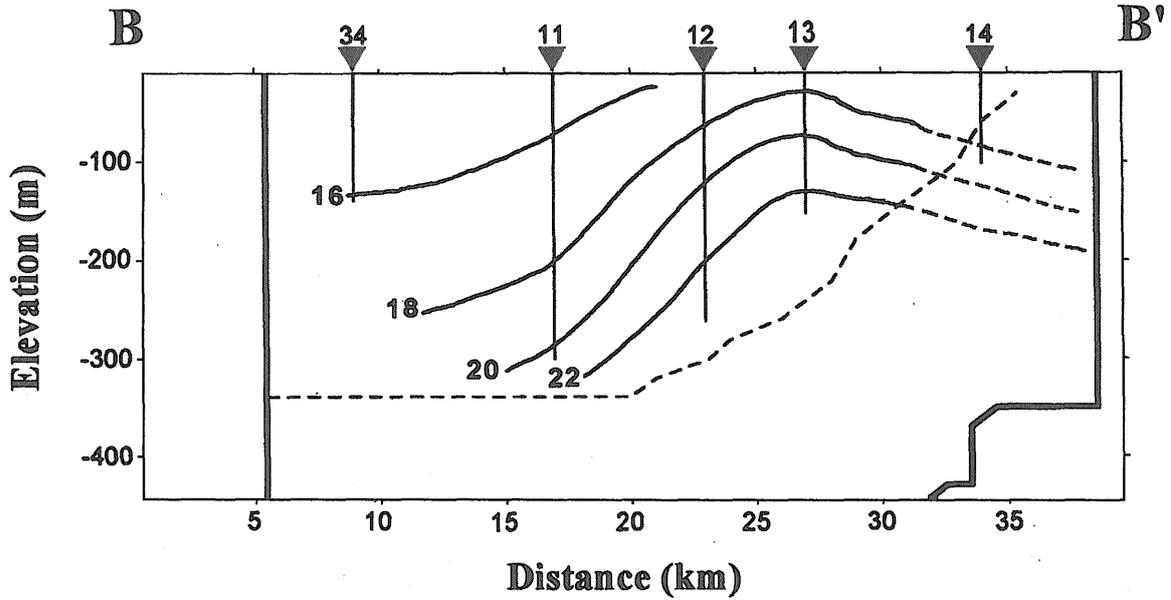
第 3b 図 B-B' 断面における水理水頭分布.

Fig. 3b Vertical distribution of hydraulic heads (m) above sea level in a cross section along well 34– well 14. (Filled circle shows the position of screen in the observation well. Dashed line shows the contact between the Quaternary and Tertiary systems.)



第 4a 図 A-A' 断面における地下温度分布 (実線は観測井の測定深度を示す).

Fig. 4a Isotherms of subsurface temperature (°C) in the same cross section as Fig. 3a. (Solid line shows the measured depth in the observation well.)



第4b図 B-B'断面における地下温度分布.

Fig. 4b Isotherms of subsurface temperature (°C) in the same cross section as Fig. 3b. (Solid line shows the measured depth in the observation well.)

第1表 各観測井の温度プロファイルデータ.

Table 1 Temperature profile data of observation wells.

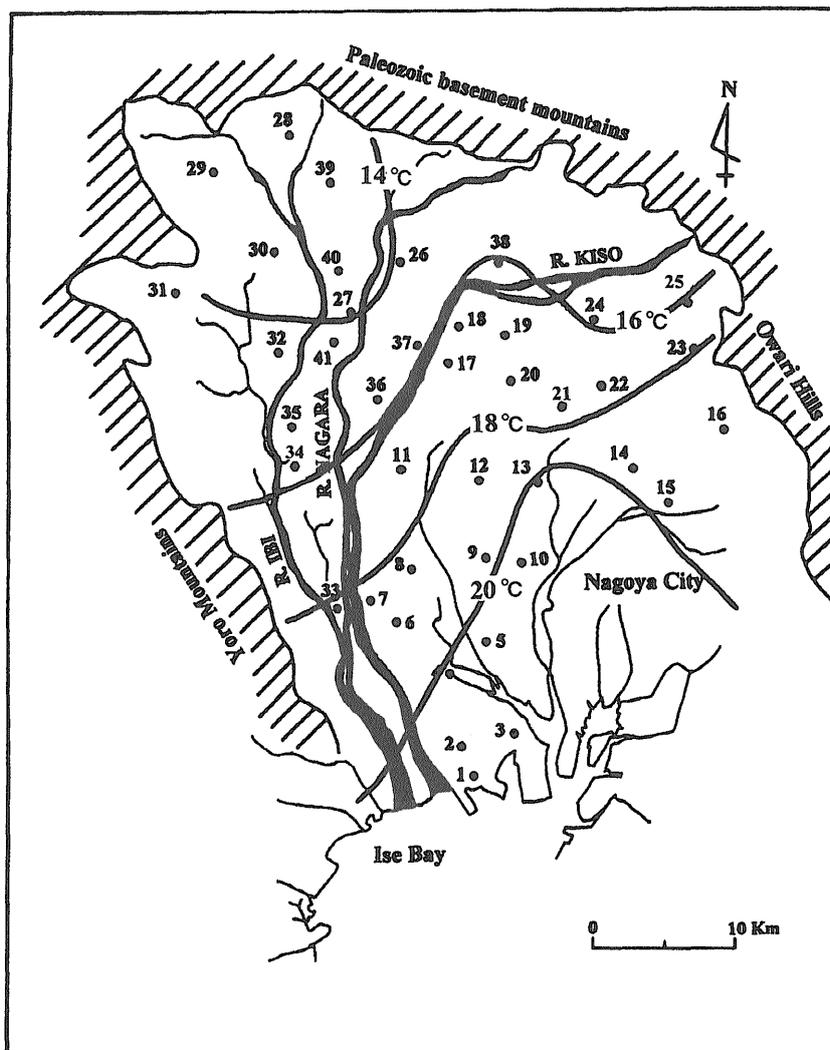
No.	恒温層深度 m	温度勾配 °C/km	逆転深度 m	No.	恒温層深度 m	温度勾配 °C/km	逆転深度 m
1	不明	35.1	×	22	22	26.9	32
2	18	38.5	×	23	23	35.6	?
3	不明	32.4	×	24	不明	21.5	72
4	18	43.0	×	25	26	24.7	46
5	不明	46.8	×	26	不明	7.4	66
6	18	27.5	×	27	不明	0.5	128
7	18	26.5	×	28	不明	-8.5	?
8	10(5, 9月)	28.7	×	29	不明	-10.0	?
9	14	43.7	×	30	不明	-6.4	?
10	12	55.9	×	31	不明	8.8	?
11	14	17.3	×	32	不明	-9.3	58
12	24	34.7	×	33	不明	23.6	×
13	14(9, 12月)	52.9	×	34	不明	7.9	54
14	不明	32.1	×	35	不明	2.7	?
15	17	24.0	×	36	不明	8.6	116
16	20	31.0	40	37	不明	4.2	?
17	16	14.9	40	38	不明	24.6	?
18	不明	19.0	38	39	不明	3.5	?
19	10	16.9	36	40	不明	-2.1	100
20	18	21.5	68	41	不明	0.1	52
21	不明	25.3	×				

判明した。これらの地下温度分布を形成した主な要因は、主として平野内の広域地下水流動系である。一方、地下水流動と比較して35年間に及ぶ揚水の効果は小さく、その影響はまだ明確には地下温度分布に現れていないと考えられている (Uchida *et al.*, 1996; 内田, 1998)。

### 5.3 地下温度鉛直プロファイル

付図1-41は、第1図に示した各観測井における地下温度鉛直プロファイルである。これらのデータを元に、季節変動のなくなる恒温層深度・温度勾配・地温逆転深度を求めた(第1表)。

恒温層深度に関しては、複数回計測できた観測井につ



第4c図 標高-100 mにおける温度分布.  
Fig. 4c Horizontal distribution of subsurface temperature (°C) at 100 m below sea level.

いて調べた。その結果、濃尾平野における恒温層深度は平均18 mと求められた。なお、観測井8(付図8)は、12月のプロファイルが深度150 mまで右側へシフトしているため、5月と9月のプロファイルから恒温層深度を求めた。観測井13(付図13)は、5月のプロファイルが深度132 mまで右側へシフトしているため、9月と12月のプロファイルから恒温層深度を求めた。これらの2本の観測井で高温側にシフトしたプロファイルを示す観測結果が得られたが、その原因は現状では不明である。

温度勾配については、地表面の温度を年平均気温の15.1°Cとし、管底温度との差を用いて計算した。ただし、濃尾平野北部・岐阜県側に位置する観測井の中には深度の浅いものがあり、また、後述する温度プロファイルの地域差により温度勾配が負の値をとってしまうものもある。

地温逆転深度は、濃尾平野の平均恒温層深度18 m以深で、温度勾配が負から正へ変わる深度とした。また、深度の浅い観測井においても、そのプロファイルの形状から地温の逆転現象が生じていると推察されるものについては、第1表中に?で示した。

## 6. 考 察

### 6.1 地下温度プロファイルの分布特性

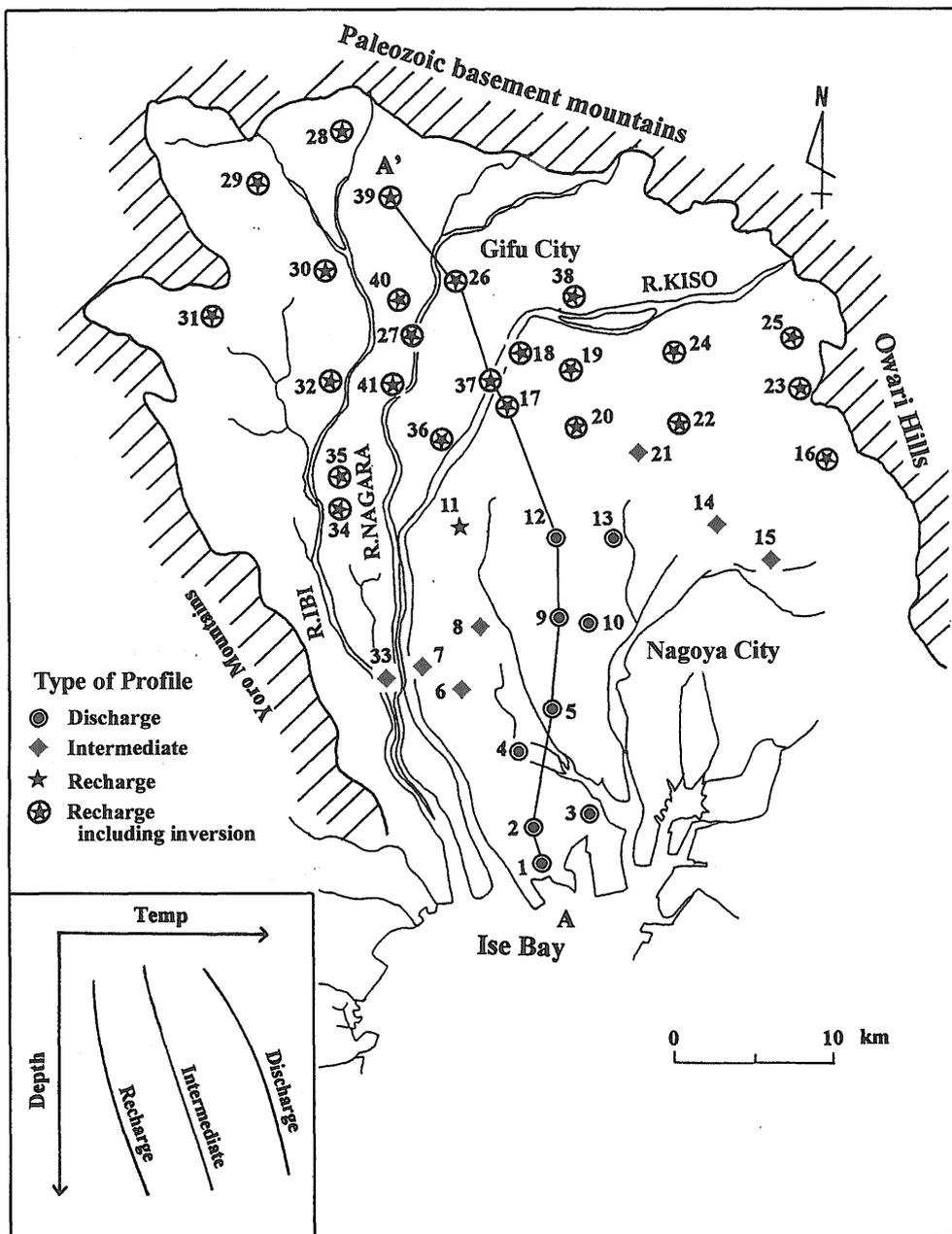
観測された41箇所の温度プロファイルは、温度勾配とプロファイルの形状から流出域型、涵養域型、そして中間型の3つのタイプに分類できる。プロファイルのタイプ別分布を第5図に示す。プロファイル全体の温度が高く、かつ温度勾配の大きい観測井は平野の中心部から南部にかけて分布しており、水理水頭分布図(第3図)を考慮すると流出域型と呼ぶことができる。一

方、プロファイルの温度が低く、かつ温度勾配の小さい観測井は平野北部に分布しており、涵養域型と呼ぶことができる。

第6図は、温度プロファイルの南北方向(A-A')における移り変わりを表している。プロファイルは北部から南部へ移動するに従い温度・温度勾配ともに増加することが明らかである。これらの地下温度プロファイルの分布特性は、平野内の広域地下水流動系の影響を大きく受けていることを示している。つまり、典型的な広域地下水流動による流出域への熱輸送の結果であり、地下水流動により生じた地下温度分布の歪みに他ならない。

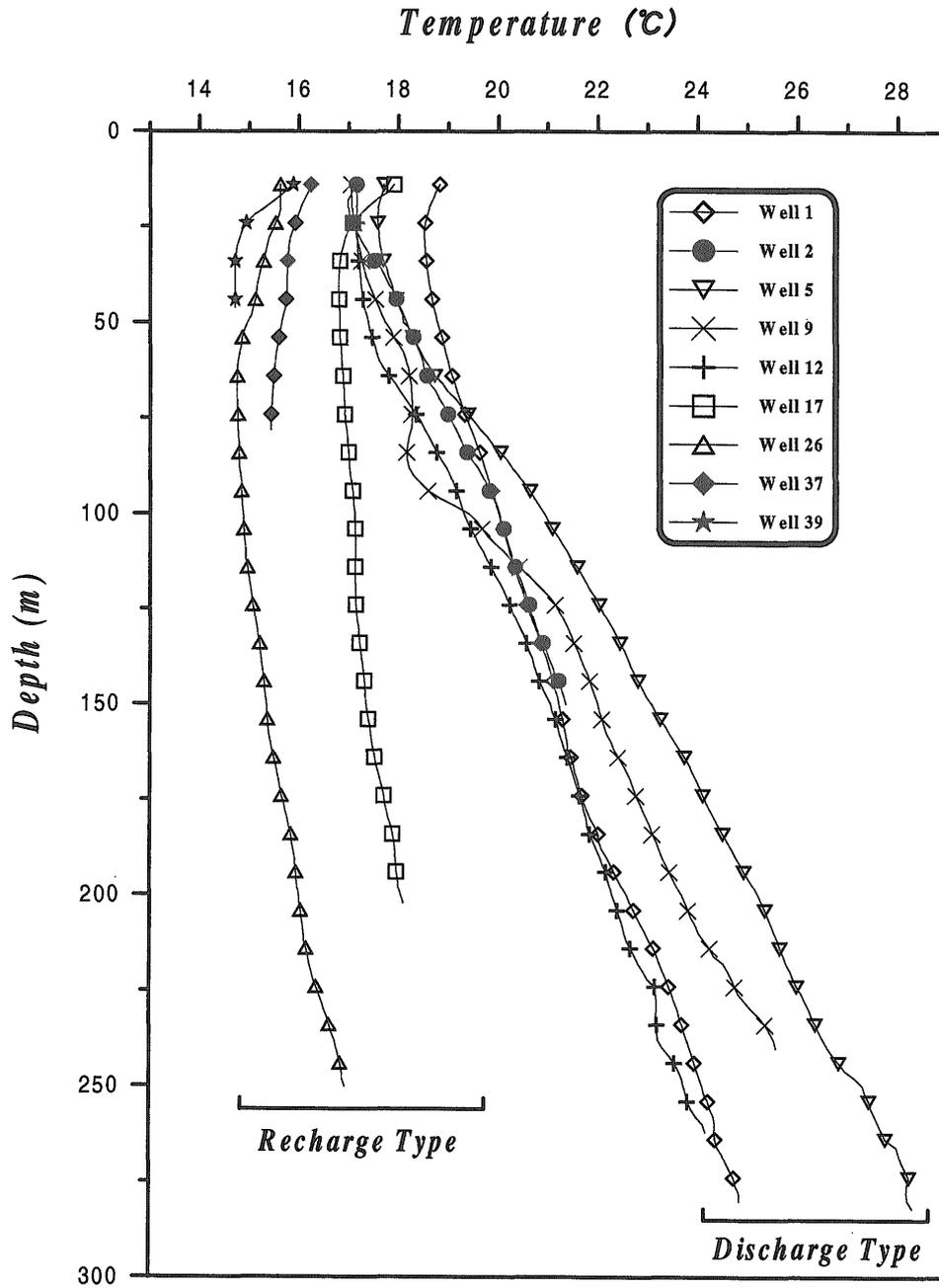
### 6.2 恒温層深度

第7図は恒温層深度分布図である。恒温層深度は、全ての観測井については把握できなかったが、北東部に位置している観測井15・22・23・25の恒温層深度は、濃尾平野の平均恒温層深度18mと比較して深い。観測井15を除くと、他の3つの温度プロファイルは涵養域型である。谷口(1987)は、下向きの地下水流が生じている地域では、恒温層深度が熱伝導方程式に基づく理論解よりも下方へずれることを指摘している。そこで、恒温層の観測された深度と地下水流動に伴う熱移流のない状態における恒温層深度との差異を評価するために、



第5図 温度プロファイルのタイプ別分布。

Fig. 5 Distribution of temperature profiles as classified into three types.



第6図 A-A'断面における温度プロファイルの移り変わり。  
 Fig. 6 Vertical temperature profiles in a cross section along A-A' (Fig. 1).

熱移流がない状態を想定した熱伝導方程式の解を求めた。

地層を半無限均質物体と仮定し、地表面に原点を、鉛直下方にZ軸をとると、地層内の温度分布は次のような一次元熱伝導方程式によって表される。

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \alpha \frac{\partial^2 T}{\partial Z^2} \quad (1)$$

ここで、 $T$ は地中温度、 $t$ は時間、 $\alpha$ は、温度拡散率を

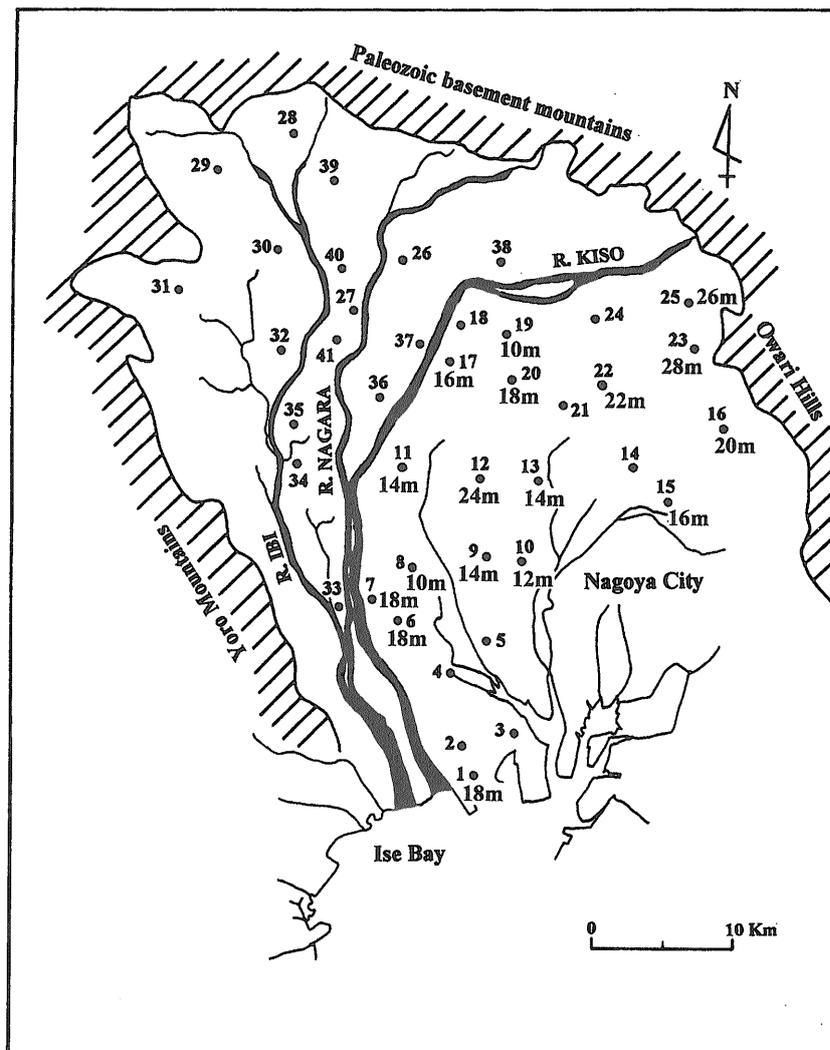
表す。

ところで、濃尾平野内の名古屋の気温は、年間を通してほぼ正弦波状に変化する(第8図)。したがって、表面温度  $T(0, t)$  は次式で与えられると仮定する。

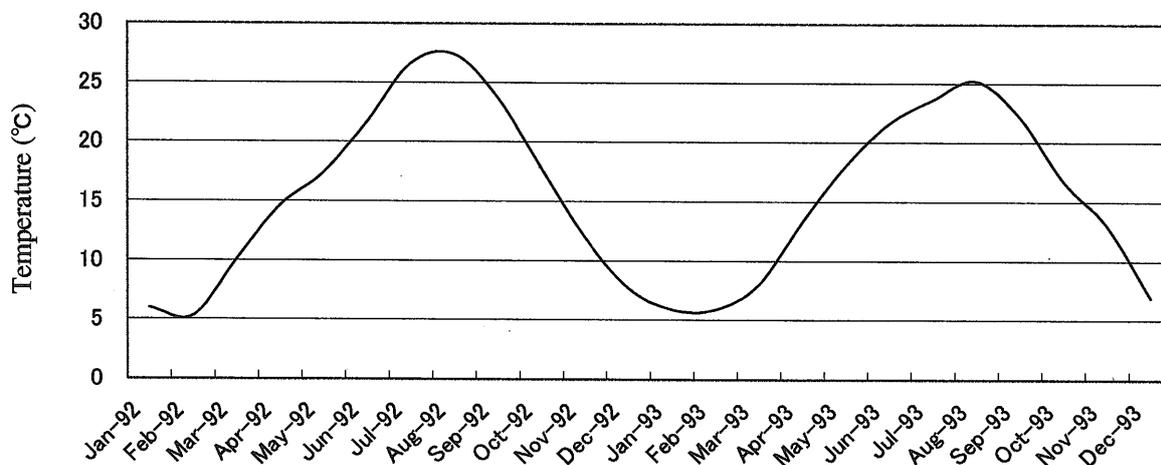
$$T(0, t) = A_0 + A \sin \omega t \quad (2)$$

ここで、 $A_0$ は平均地温、 $A$ は表面温度の振幅、 $\omega$ は  $2\pi$  を振動の周期で除した値である。

以上のような境界条件の下で(1)式の解は、



第7図 恒温層深度分布.  
Fig. 7 Distribution of isothermal depths.



第8図 月別平均気温の季節変化(国立天文台編理科年表, 1998に基づく).  
Fig. 8 Seasonal changes in mean air temperature (after Chronological Scientific Tables, 1998).

$$T(z, t) = A_0 + A(z) \sin(\omega t - z/D) \quad (3)$$

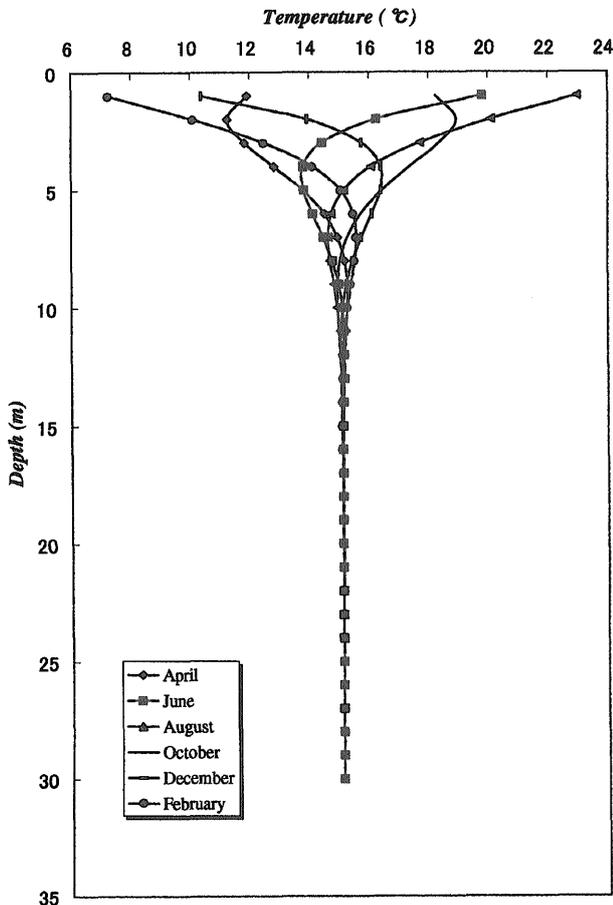
ここで、 $A(z)$  は深さ  $z$  における振幅で

$$A(z) = A e^{-z/D} \quad (4)$$

また、

$$D = (2\alpha/\omega)^{1/2} \quad (5)$$

研究対象地域における地表面の温度条件として、第9図から  $A_0$  を年平均気温と等しい  $15.1^\circ\text{C}$ 、振幅  $A$  を  $12^\circ\text{C}$  とし、8月に最高値、2月に最低値をとるものとする。また、温度拡散率については、Domenico and Schwartz (1990) に記載されている岩石や土壌の熱伝導率からその値を推定した。本研究で対象とする第四系内の温度拡散率としては、 $0.05 \text{ m}^2/\text{day}$  程度の値が妥当であると考えられる。このようにして求めた一次元熱伝導方程式の解析解を鉛直プロファイルとして示したもの



第9図 熱伝導方程式による解析結果。  
Fig. 9 Calculated vertical temperature profiles by heat conduction equation.

が、第9図である。熱伝導のみにより地下温度が形成されると仮定した場合の恒温層深度が約  $15 \text{ m}$  であるのに対して、観測井 15・22・23・25 の実測値による恒温層深度は深い。これは、地下水涵養に伴う地下水の下向きの流れによるもので、熱移流により恒温層深度が下方へシフトしたことを示している。一方、他の観測地点での恒温層深度は  $18 \text{ m}$  前後であり、熱伝導のみにより形成されると仮定した場合の深度よりも、若干下方へシフトしている。濃尾平野中心部では揚水が盛んに行われており、揚水による誘発的地下水涵養が生じている(第3a, 3b図)。その結果、地表面からの下向きの地下水流動に伴う下方への熱移流によって、恒温層深度が下方へシフトしたものと思われる。

### 6.3 地温逆転現象

地下の温度分布の中には、地表面での気候変化の歴史が記録されていることも知られている。表面温度の変化は地下に伝播し、測定しうる変化の伝播速度は地表での温度の攪乱の振幅と期間に依存している。例えば、数10万年にわたる更新世の氷期の効果は地表下数  $1000 \text{ m}$  にも及んでおり、最後の  $2000$  年の気候変化の効果は地表下  $500 \text{ m}$  にまで及んでいるとされている (Jessop, 1990)。

濃尾平野では、1890年から1990年の100年間で年平均気温が約  $2^\circ\text{C}$  上昇しており(第10図)、この気温上昇が地温の逆転を引き起こしたと推察される。しかし、地温逆転が認められる温度プロファイルは平野北部に分布しており、平野南部に位置するプロファイルには認められない(第5図)。この地温逆転の分布形態には、平野内の地下水流動が大きな影響を与えていると思われる。そこで、地表面の温度変化と地下水流動が地下温度プロファイルに与える影響を評価するために、鉛直一次元の熱輸送方程式の解を求めた。

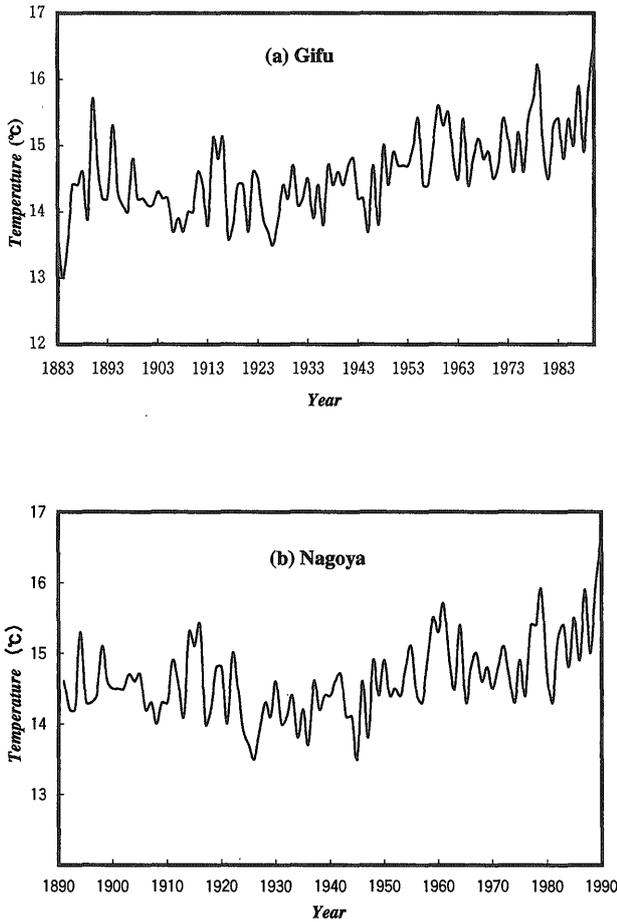
地下水と地層は熱的平衡状態にあり、地下水の熱容量と密度は一定、地表面の温度は一次関数的に上昇すると仮定すると、地下水と熱の流れに関する鉛直一次元の基本式は以下のとおりである (Stallman, 1963; Bredehoeft and Papadopoulos, 1965)。

$$\frac{\partial T}{\partial t} = k \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} - \frac{c_w \rho_w}{c_p} v_z \frac{\partial T}{\partial z} \quad (6)$$

$$T = T_0 + az \quad z > 0, \quad T = 0 \quad (7)$$

$$T = T_0 + bt \quad z = 0, \quad T > 0 \quad (8)$$

ここで、 $t$  は地表の温度上昇開始後の時間、 $T$  は温度、 $T_0$  は  $t=0$  における地表面の温度、 $a$  は温度勾配、 $b$  は地表温度の増加率、 $k$  は温度拡散率、 $v_z$  は鉛直方向の地



第10図 (a)岐阜市における100年間の年平均気温の変化(気象庁公表のデータに基づく)。(b)名古屋市における100年間の年平均気温の変化(気象庁公表のデータに基づく)。  
 Fig. 10 (a) Temperature changes during last 100 years in Gifu City in the north part of Nobi Plain (after Japan Meteorological Agency).  
 (b) Temperature changes during last 100 years in Nagoya City in the south part of Nobi Plain (after Japan Meteorological Agency).

下水速度,  $cp$  は地層の熱容量,  $c_0\rho_0$  は流体の熱容量である。初期条件(7)と境界条件(8)のもとで, (6)式の解は Carslow and Jaeger (1959) に従って次のように求めることができる。

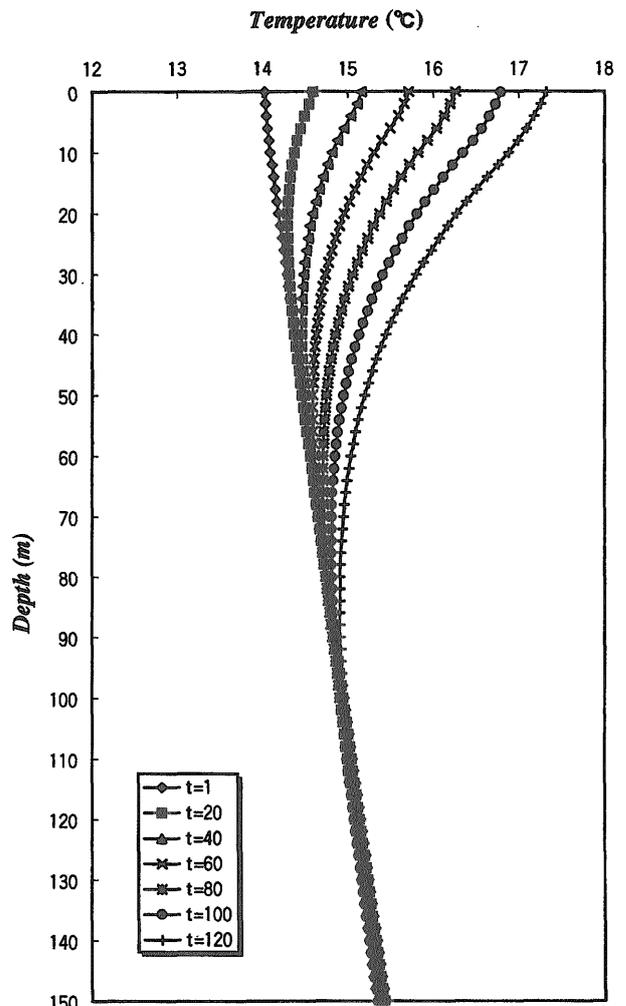
$$T = T_0 + az - Uat + \frac{1}{2U} (b + Ua) \left[ (Ut - z) \times \operatorname{erfc} \left( \frac{z - Ut}{2\sqrt{kt}} \right) + (Ut + z) e^{Uz/k} \operatorname{erfc} \left( \frac{z + Ut}{2\sqrt{kt}} \right) \right] \quad (9)$$

ここで,

$$U = \frac{v_z c_0 \rho_0}{cp}$$

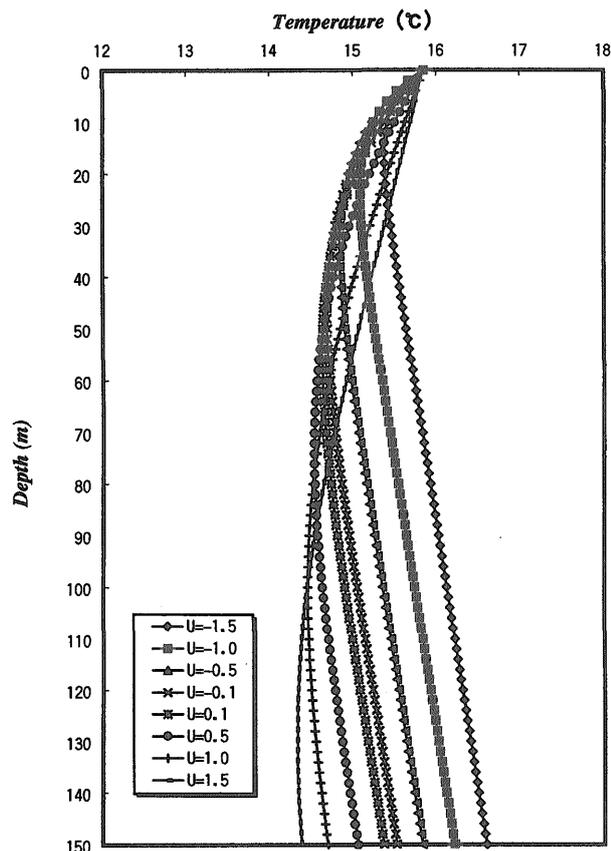
である。なお, 計算において温度勾配の値は, 地温逆転が現れている観測井26の温度プロファイルを参考にし,  $a = 9.6 \times 10^{-3} \text{ }^\circ\text{C/m}$  とした。また, 第10図より  $T_0 = 14.0 \text{ }^\circ\text{C}$ ,  $b = 2.3 \times 10^{-2} \text{ }^\circ\text{C/year}$  とした。水文地質および熱輸送に関するパラメータは各地質の一般的な代表値 (Domenico and Schwartz, 1990) を参考にし,  $k = 5.8 \times 10^{-7} \text{ m}^2/\text{sec}$ ,  $cp = 0.7 \text{ kcal/m}^3/\text{ }^\circ\text{C}$  とし, 時間  $t$  と流速  $U$  をそれぞれ変化させて(9)式を解いたものが第11図である。

第11a図は,  $U = 0.1$ , 時間  $t$  をパラメータとした場合, 時間  $t$  が地温逆転現象に与える影響を評価したもの



第11a図 時間  $t$  をパラメータとした場合の地表面温度が上昇したときの温度プロファイル ( $U = 0.1 \text{ m/year}$ , 正の値は下向きの流れを表す)。

Fig. 11a Calculated temperature profiles after the beginning of surface temperature increase when  $U = 0.1 \text{ m/year}$  (positive value of  $U$  represents downward flow).



第 11b 図  $U$  をパラメータとした場合の地表面温度が上昇したときの温度プロファイル ( $t=80$  year, 正の値は下向きの流れを表す)。

Fig. 11b Calculated temperature profiles under conditions of different vertical velocities of groundwater flow (positive value of  $U$  represents downward flow) for  $t=80$ .

である。第 11a 図から、時間とともにプロファイル中の最低温度の深度が深くなるのがわかる。そして、約 80 年後に深度 62 m で最小温度 14.71°C となり、地温逆転が明確になる。第 11b 図は、 $t=80$  において地下水流速が地温逆転現象に与える影響を評価したものである。地下水の下向きの流れが速くなると、最小温度の深度が下方へシフトしていく。また、 $U$  の値が  $-0.1$  m/year より小さくなると、地温逆転深度は深度 20 m よりも浅くなる。つまり、地下水の上向きの流れによって、地表面の温度変化が地下へ伝播しづらくなることを示している。一般に、深度 20 m 以浅では、温度プロファイルは気温の季節変化の影響を受ける。したがって、深度 20 m 以浅に形成された地温逆転は、温度プロファイルの季節変動に隠されてしまい観測できなくなる。以上の数値解析の結果、地温逆転が形成されるには長い時間が必要であり、さらに、地下水の流れが下向きの場所で観測されることが明らかになった。

## 7. まとめ

濃尾平野における 41 箇所の観測井で、水理水頭分布・地下温度分布を計測した結果、以下のことが明らかになった。

1. 地下温度プロファイルは、流域の地下水流動の影響を大きく受けている。温度プロファイルはその形態から、涵養域型・中間型・流出域型の 3 つに分類できる。

2. 熱移流のない状態を想定した熱伝導方程式の解と観測結果を比較したところ、涵養域における恒温層深度は、下向きの地下水流動の影響を受けて下方へ大きくずれていることが明らかになった。一方、平野中心部では、揚水による誘発的地下水涵養の影響を受けて、恒温層深度は理論値よりも若干下方に位置すると考えられる。

3. 濃尾平野では、1890 年から 1990 年の 100 年間で平均気温が約 2°C 上昇している。解析解は、地表面温度上昇が始まってから 80 年で地下温度に明確な影響が現れることを示している。この地表面の温暖化は、主として平野北部涵養域の地下温度分布に大きな影響を及ぼし、その地下温度プロファイルに地温逆転を形成する。

4. 地温逆転形成には、その地域の地下水流動系が大きくかかわっており、解析結果から、地温逆転が観測される場所は限定されることが明らかになった。

地下温度分布を形成している主な要因は、その地域の広域地下水流動系であることが最近の研究で明らかにされてきた (Uchida, *et al.*, 1996; 内田, 1998)。しかし、浅層部の温度プロファイルには、揚水や地表面温暖化などの影響が現れることを本論文で紹介した。地下水の流れや地表面の温度変化の割合などは、地域的な差があり一定ではない。地下温度プロファイルをより定量的に解明するために、非定常 3 次元シミュレーションを行うことが今後の課題である。多くの浅層地下温度構造を明らかにすることによって、近年の環境問題を解明する重要な手がかりの得られる可能性があると思われる。

謝辞 農林水産省東海農政局の長江亮二氏には現地観測でご協力を賜った。地質調査所環境地質部の石井武政室長、丸井敦尚氏、安原正也氏には原稿を読んでいただき、有益なコメントを頂いた。以上の方々に深くお礼申し上げます。

## 文 献

- 愛知県防災会議地震部 (1980) 愛知県の地質、地盤。  
Beck, A. E., Garven, G. and Stegena, L. (1987) *Hydrogeological Regimes and their Subsurface*

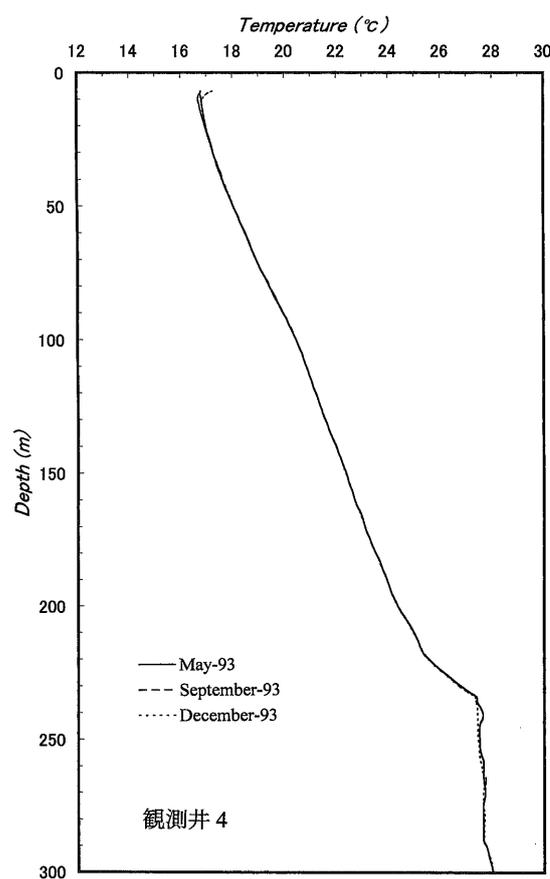
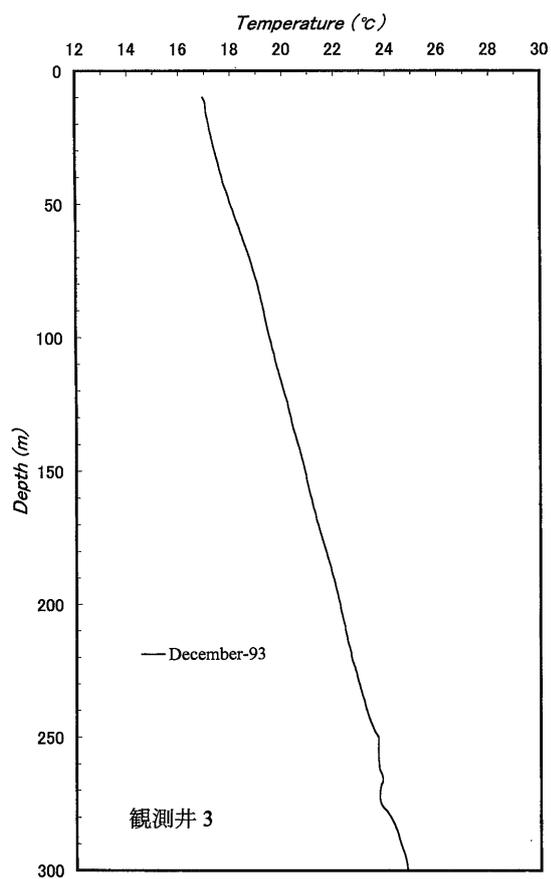
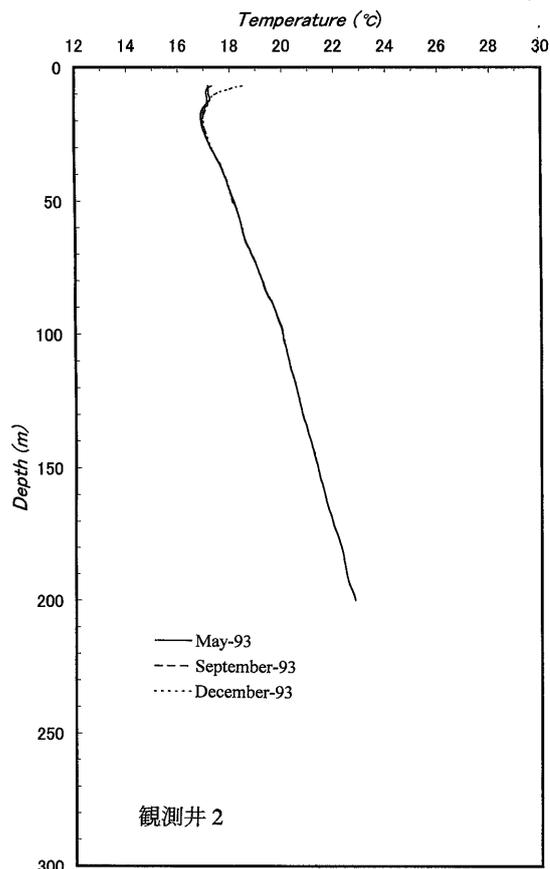
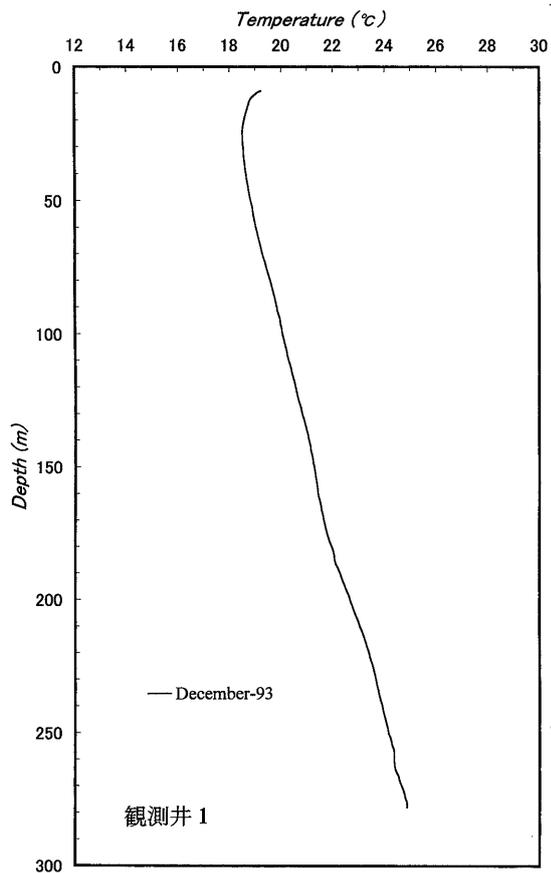
- Thermal Effects*, Geophysical Monograph, 47, IUGG Volume 2, American Geophysical Union, 158p.
- Breadhoeft, J. D. and Papadopoulos, I. S. (1965) Rates of vertical groundwater movement estimated from earth's thermal profile. *Water Resour. Res.*, 1, 325-328, 1965.
- Carslow, H. S., and Jaeger, J. C. (1959) *Conduction of Heat in Solids*, 2nd Ed., Oxford University Press, 510p.
- Ceramak, V. (1971) Underground temperature and inferred climatic temperature of the past millennium. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 10, 1-19.
- Domenico, P. A. and Palciauskas, V. V. (1973) Theoretical analysis of forced convective heat transfer in regional groundwater flow. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 84, 3803-3814.
- Domenico, P.A. and Schwartz, F. W. (1990) *Physical and Chemical Hydrogeology*, John Wiley and Sons, 824p.
- Jessop, A. M. (1990) *Thermal Geophysics*. Elsevier, Amsterdam, 306p.
- 国立天文台編 (1998) 理科年表. 丸善株式会社, 1046p.
- Krige, L. J. (1939) Borehole temperature in the Transvaal and Orange Free State. *Proc. Roy. Soc. Amer.*, 173, 450-474.
- Kukkonen, I. T. and Clauser, C. (1994) Simulation of heat transfer at the Kola deep-hole site: implications for advection, heat refraction and palaeoclimatic effects. *Geophys. J. Int.*, 116: 409-420.
- 佐倉保夫 (1993) 温度をトレーサーとした地下水流の研究. *ハイドロロジー*, 23, 35-45.
- Stallman, R. W. (1963) Computation of groundwater velocity from temperature data, *USGS Water Supply Paper, 1544-H*, 36-46.
- 谷口真人 (1987) 長岡平野における地下水温の形成機構. *地理学評論*, 60, 725-738.
- 東海三県地盤沈下調査会 (1985) 濃尾平野の地盤沈下と地下水. 名古屋大学出版会, 260p.
- Toth, J. (1963) A theoretical analysis of groundwater flow in small drainage basins. *Jour. Geophys. Research*, 68, 4795-4812.
- 内田洋平 (1998) 濃尾平野における揚水の地下温度場に与える影響について. *日本水文科学会誌*, 28, 45-60.
- Uchida, Y., Sakura, Y. and Anderson, M. P. (1996) Evaluation of the effects of groundwater flow systems on the subsurface thermal regime in the Nobi Plain around Nagoya using three-dimensional numerical model. *Eos Trans. AGU*, 77(17), Spring Meet. Suppl., S97.
- 内田洋平・佐倉保夫・荒川隆嗣 (1993) 山形盆地の地下の温度分布から推定される地下水流動. *ハイドロロジー*, 23, 169-179.

(受付: 1999年5月31日; 受理1999年6月18日)

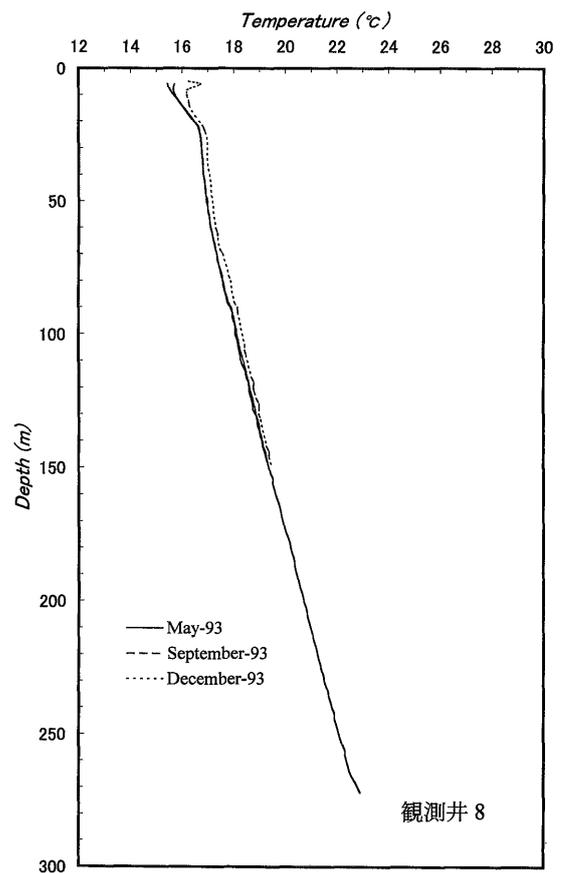
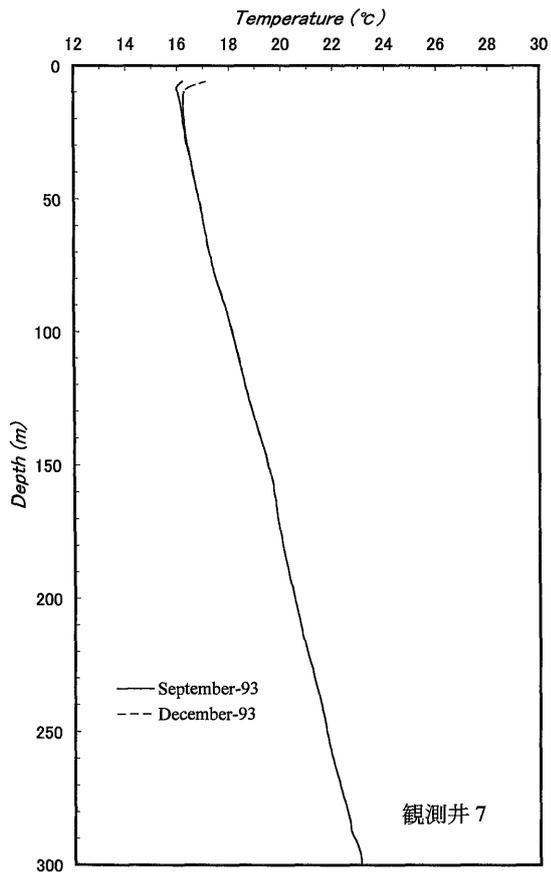
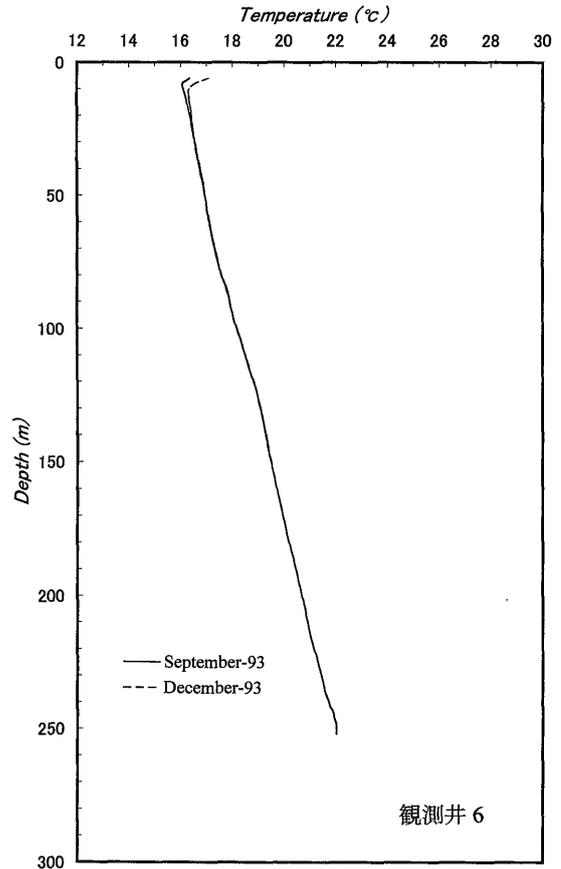
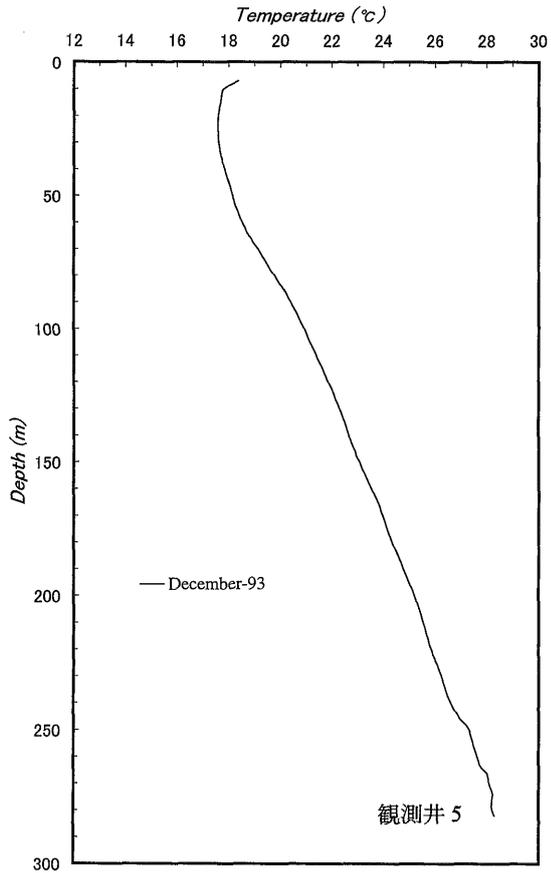
濃尾平野における地下温度プロファイル (内田・佐倉)

付図 観測井 1-41 鉛直温度プロファイル.

Appendix fig. Well 1-41 Temperature profiles.

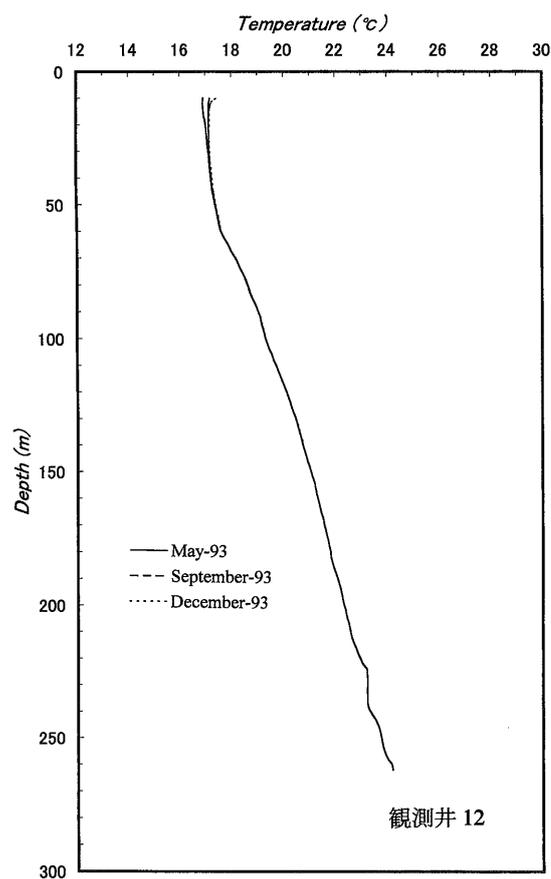
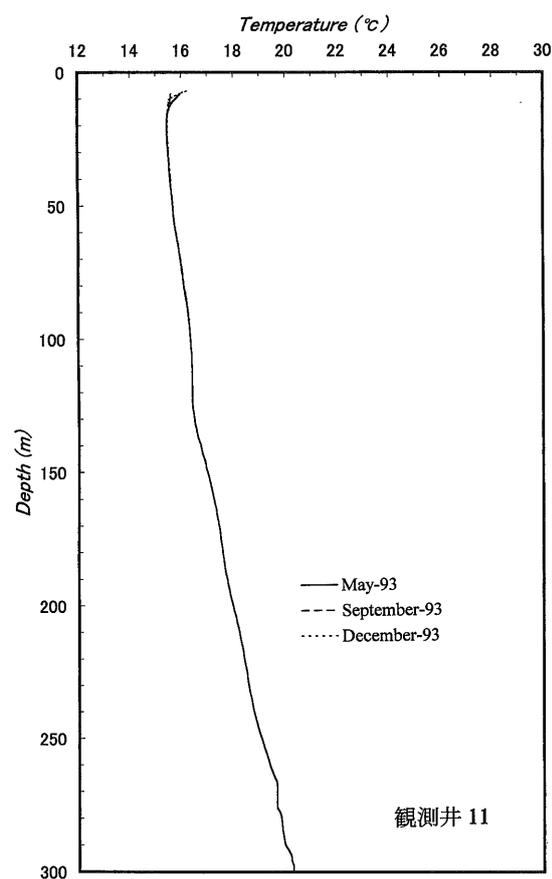
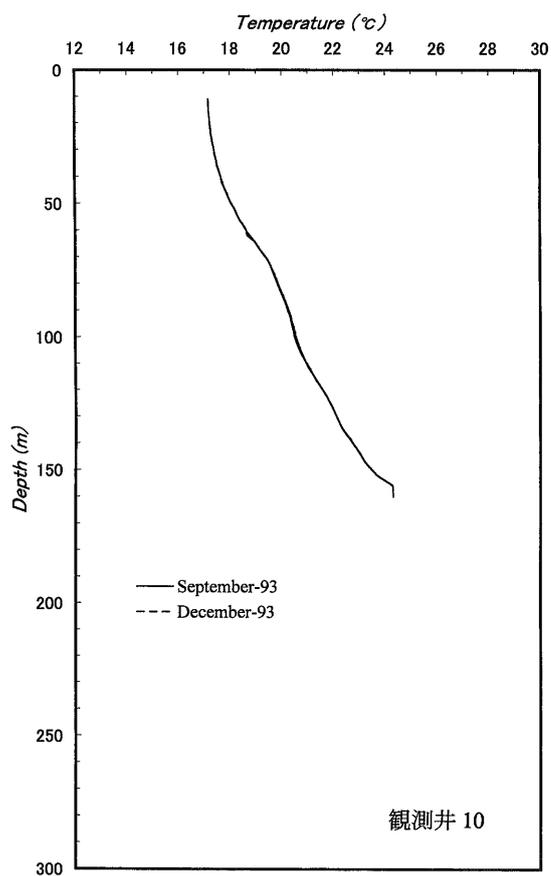
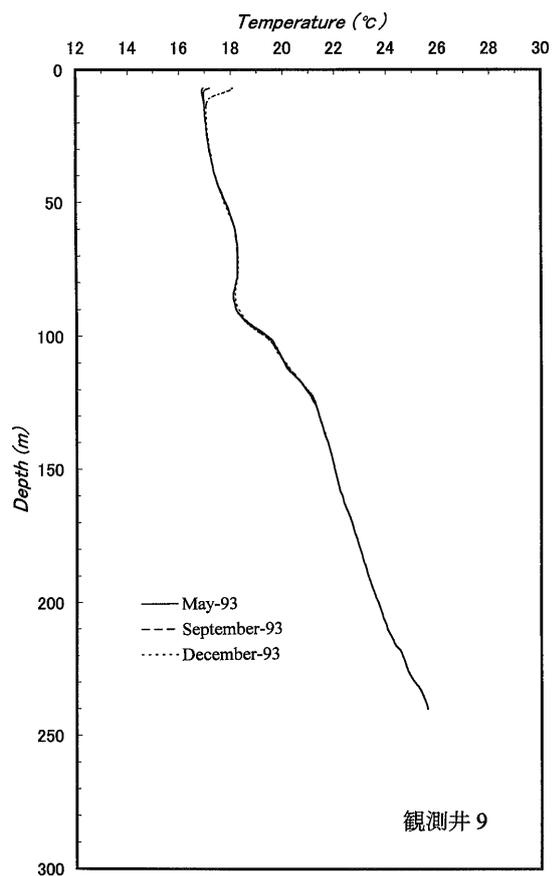


付図(続き)  
Appendix fig. (continued)

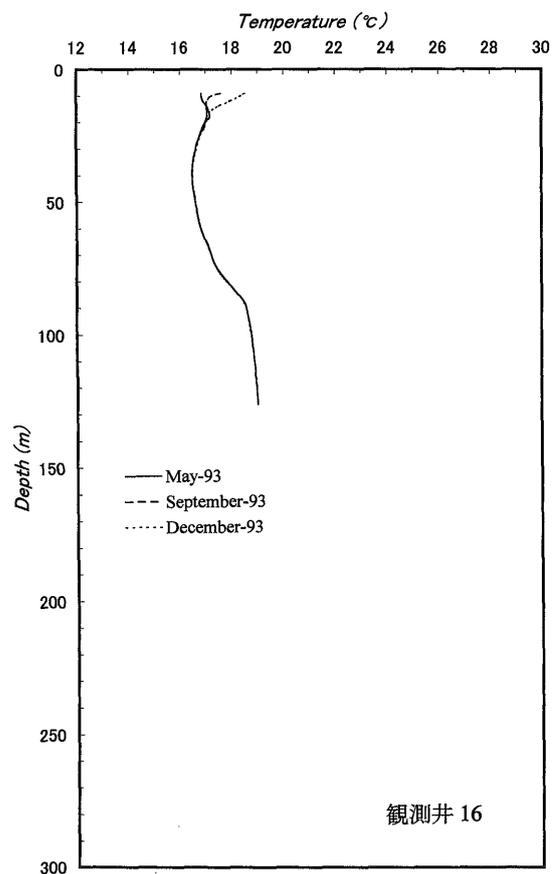
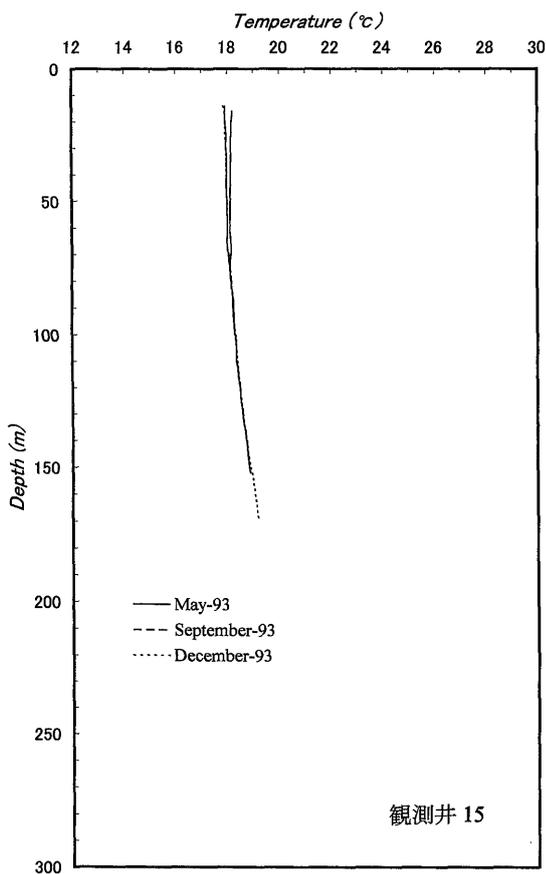
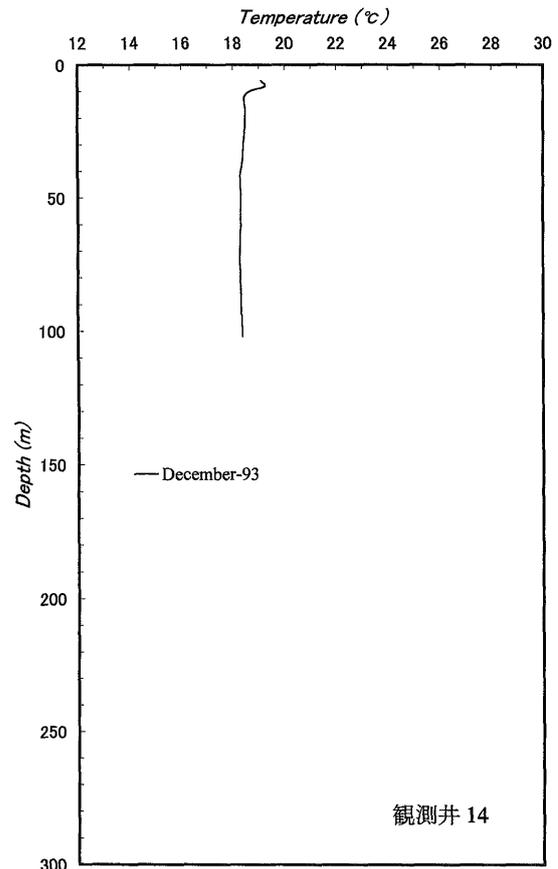
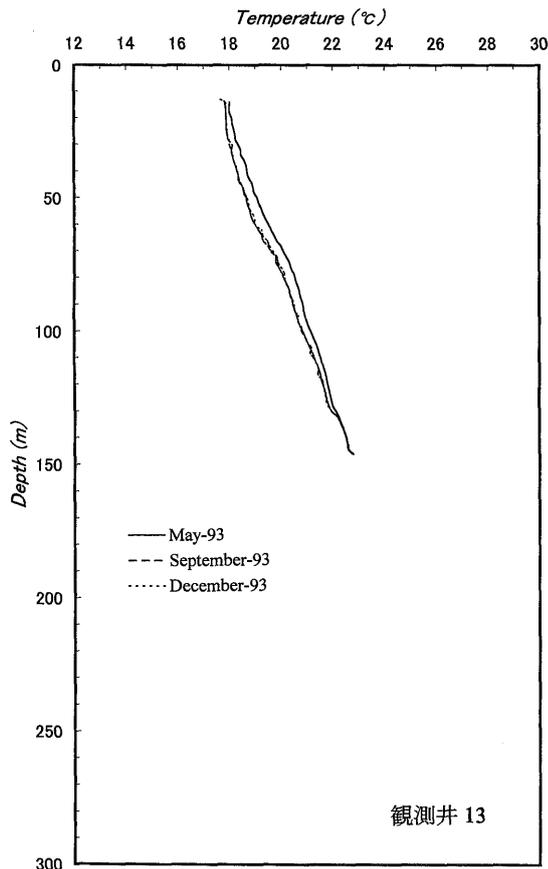


濃尾平野における地下温度プロファイル (内田・佐倉)

付図 (続き)  
Appendix fig. (continued)

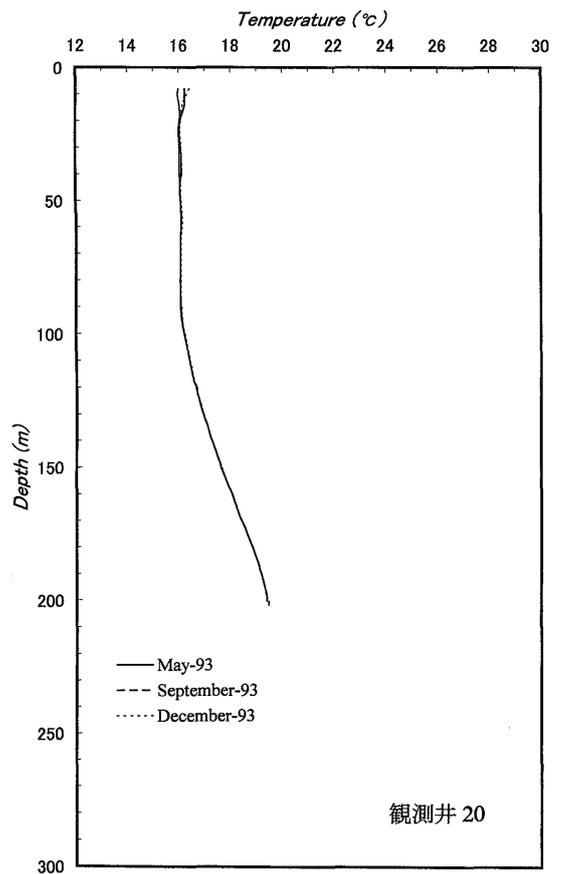
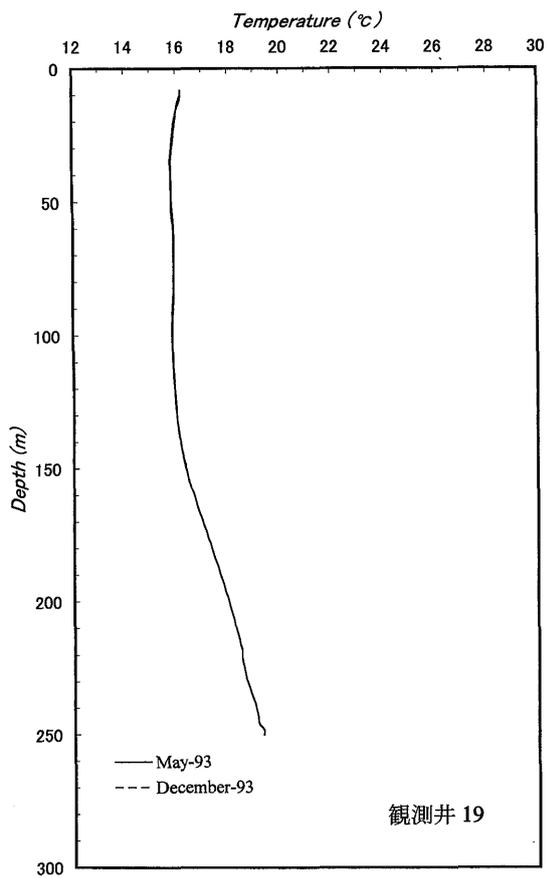
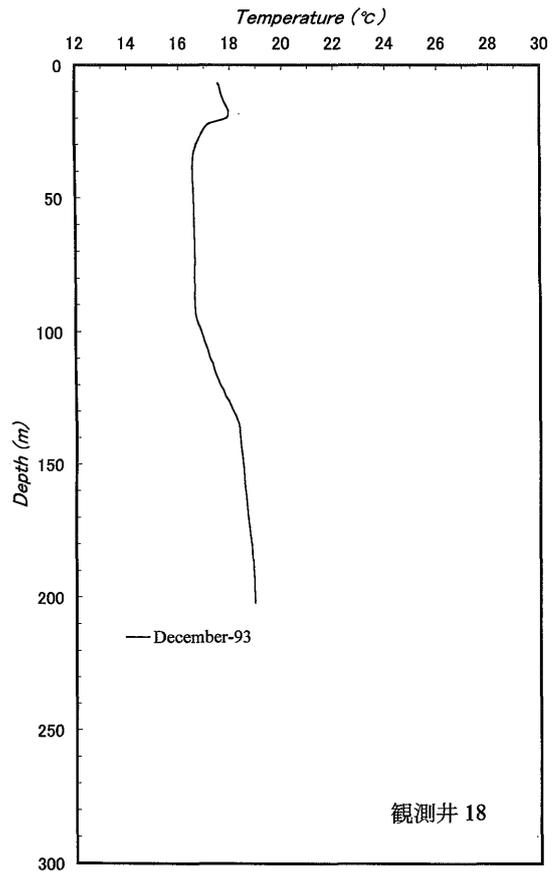
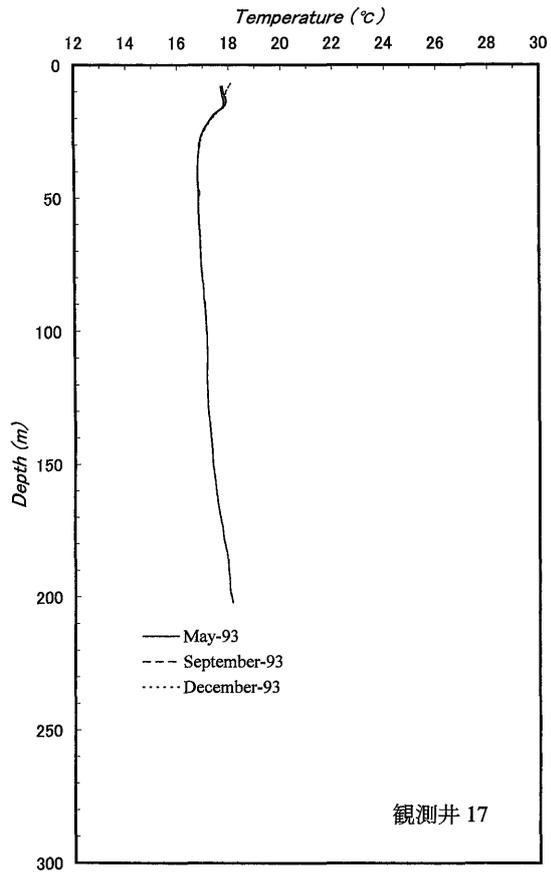


付図(続き)  
Appendix fig. (continued)

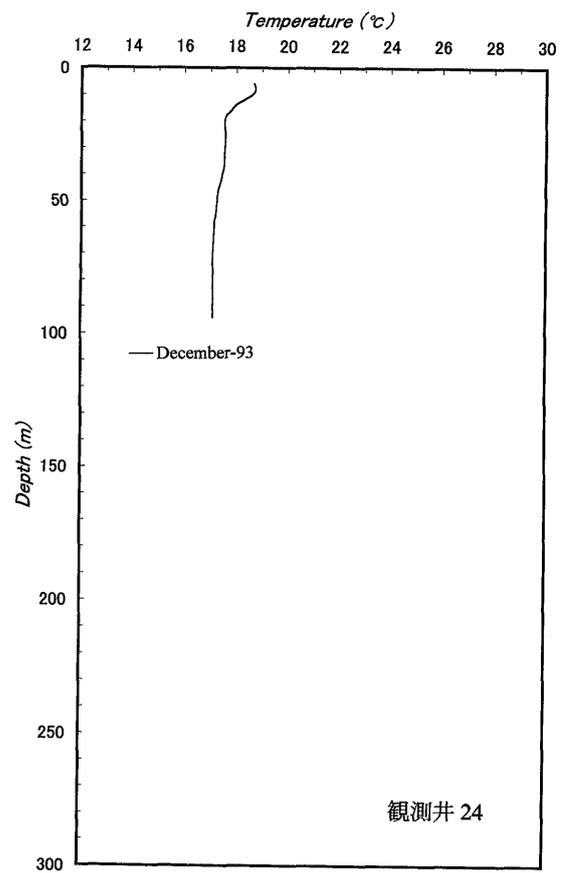
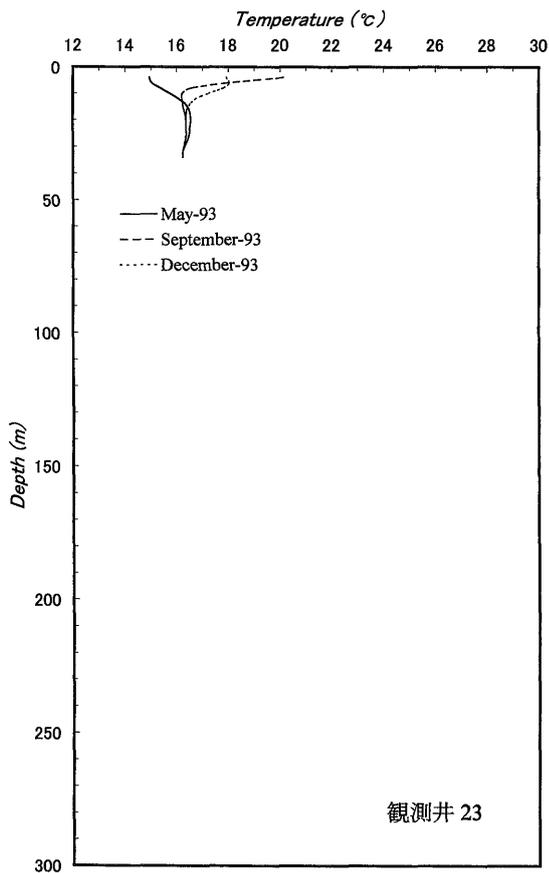
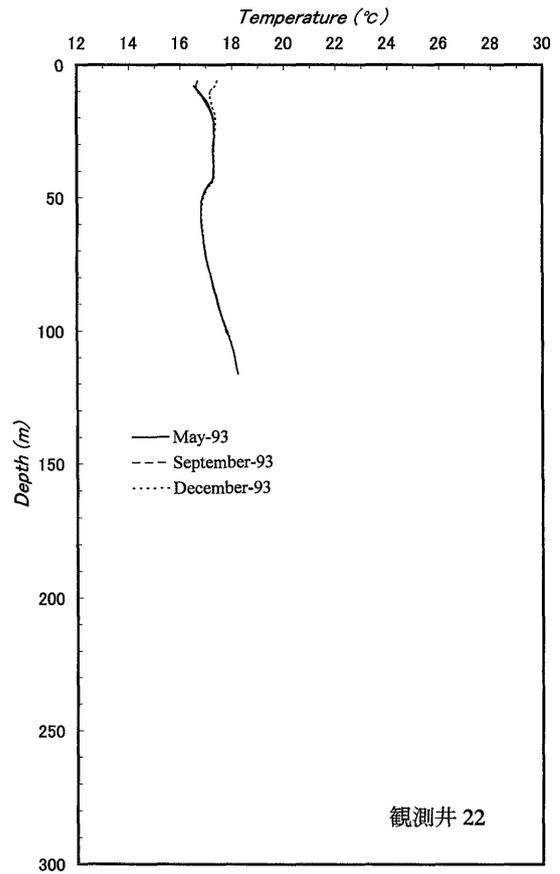
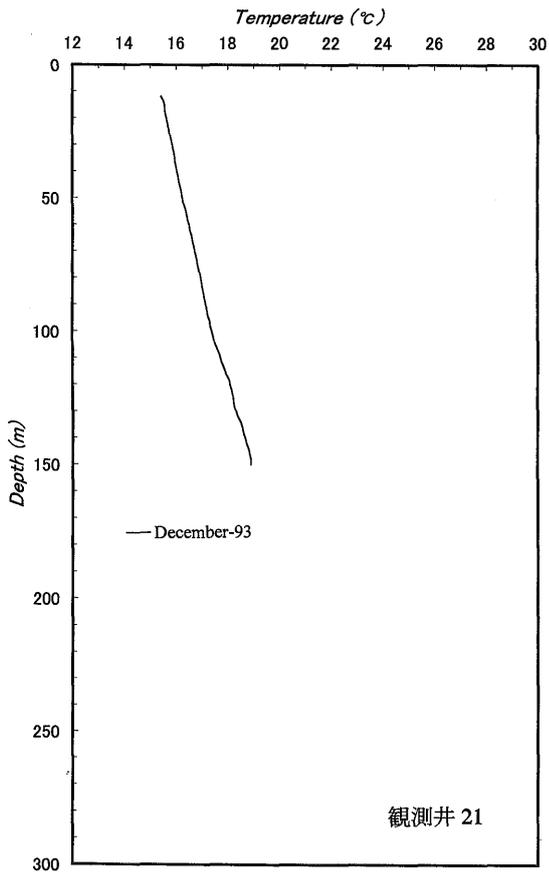


濃尾平野における地下温度プロファイル (内田・佐倉)

付図 (続き)  
Appendix fig. (continued)

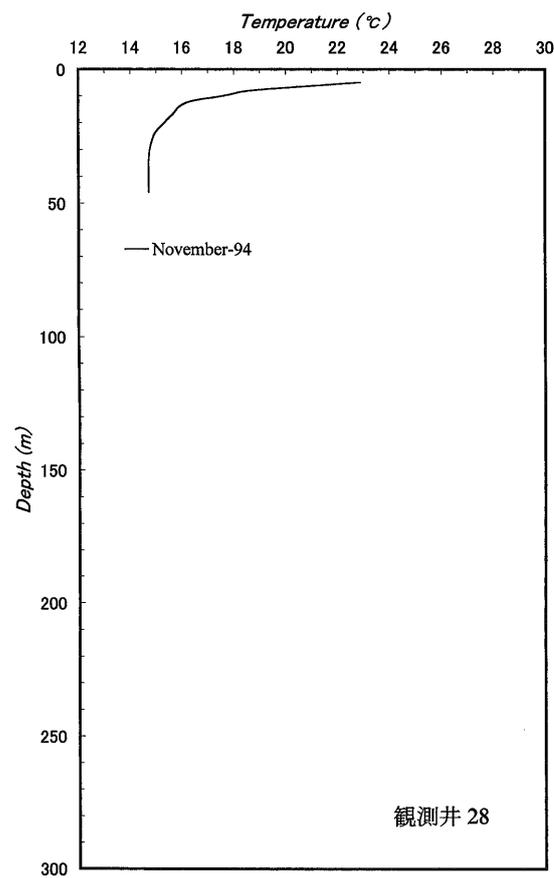
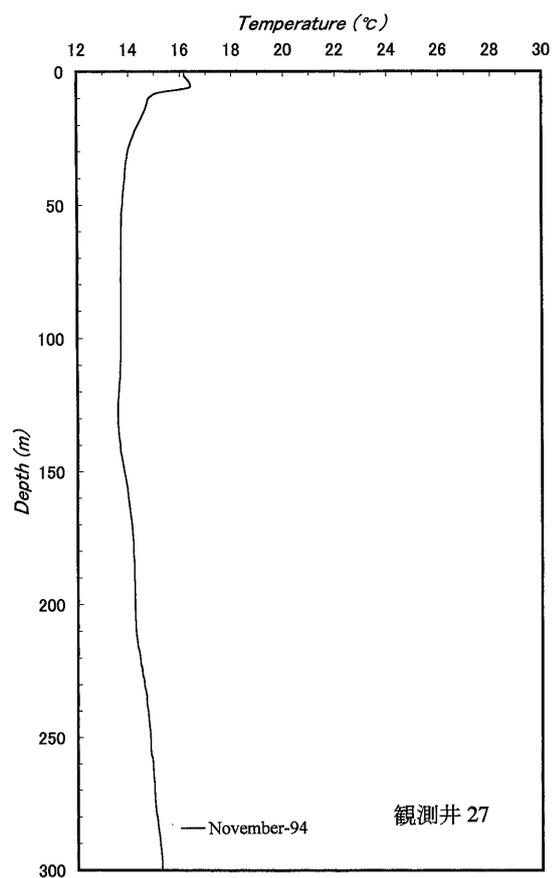
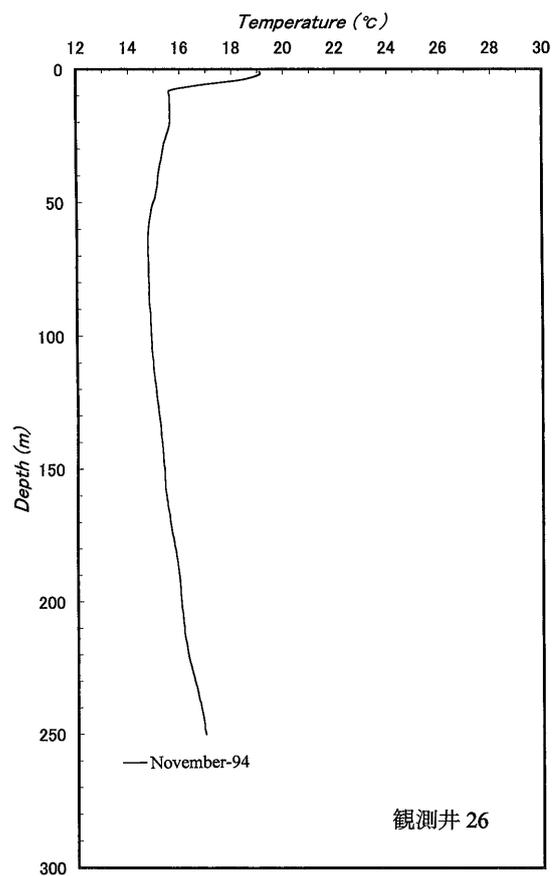
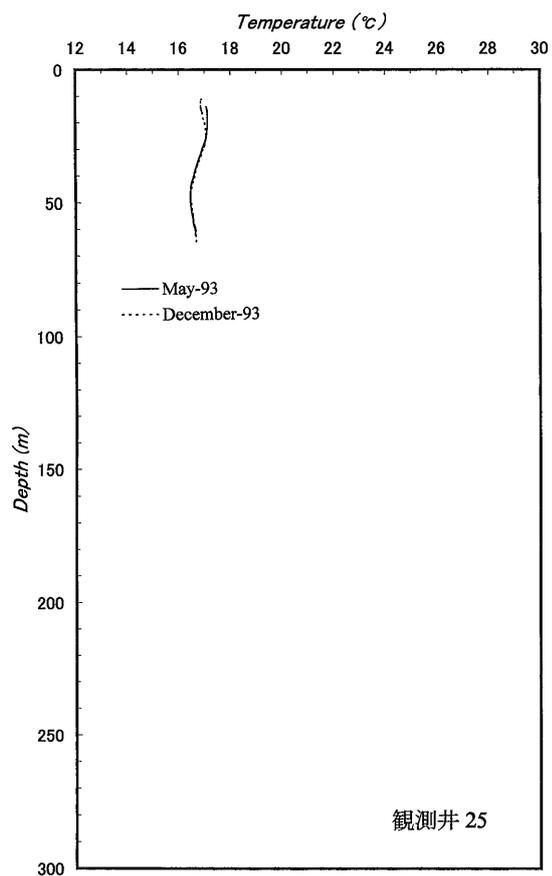


付図(続き)  
Appendix fig. (continued)

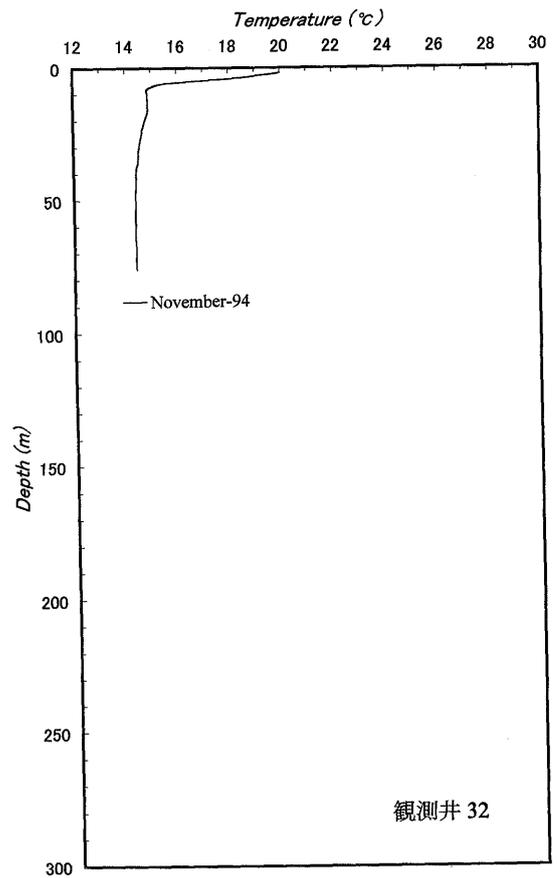
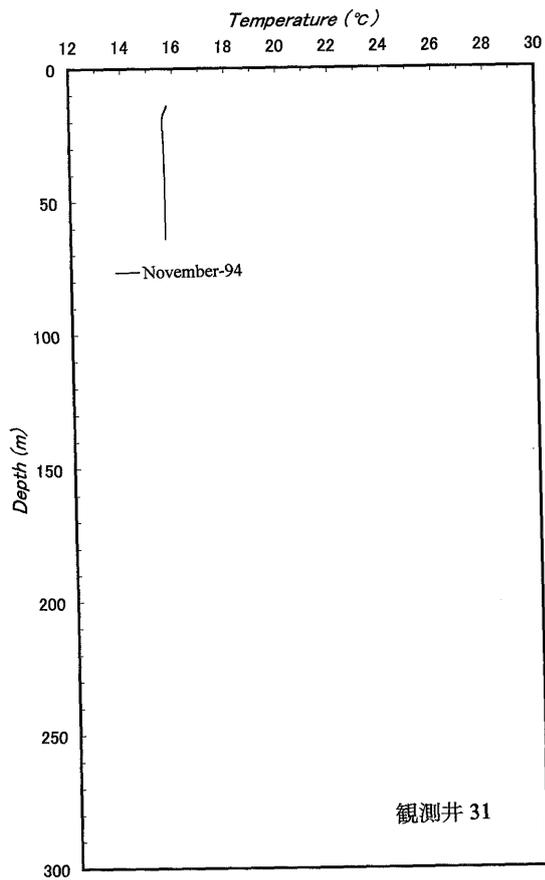
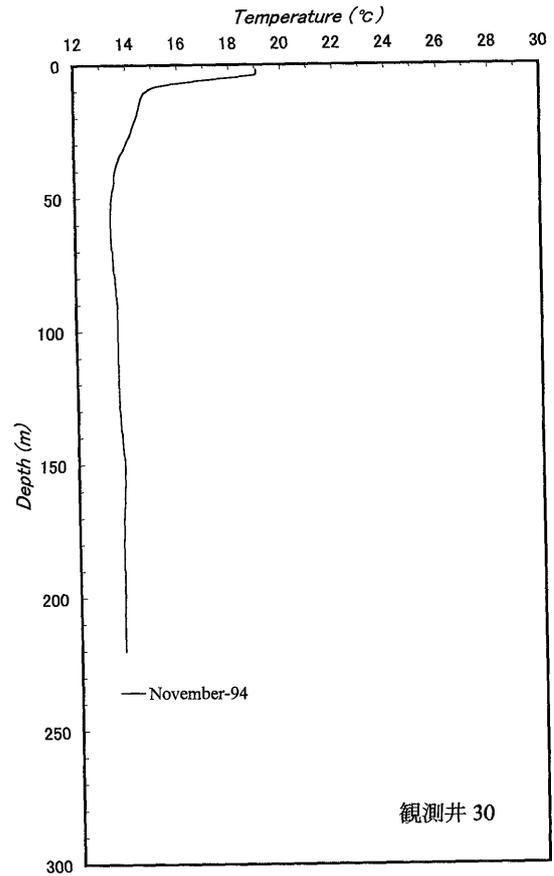
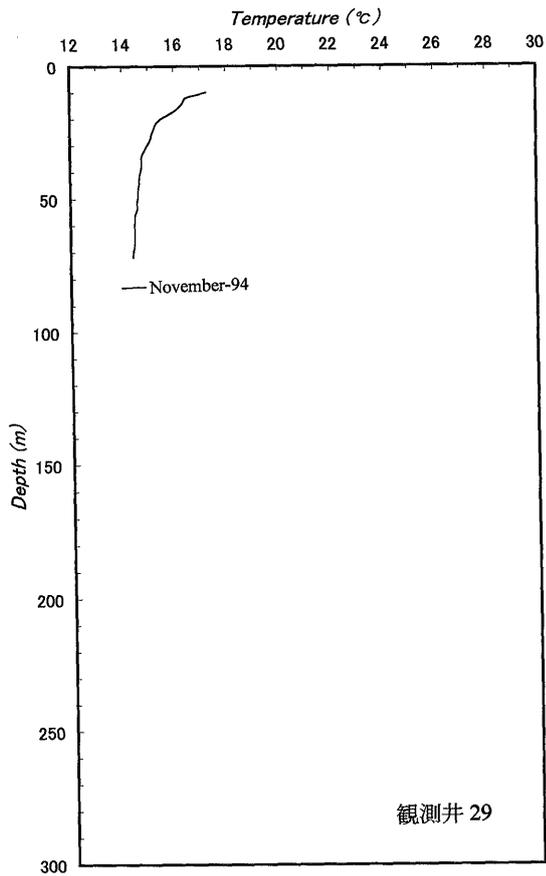


濃尾平野における地下温度プロファイル (内田・佐倉)

付図 (続き)  
Appendix fig. (continued)

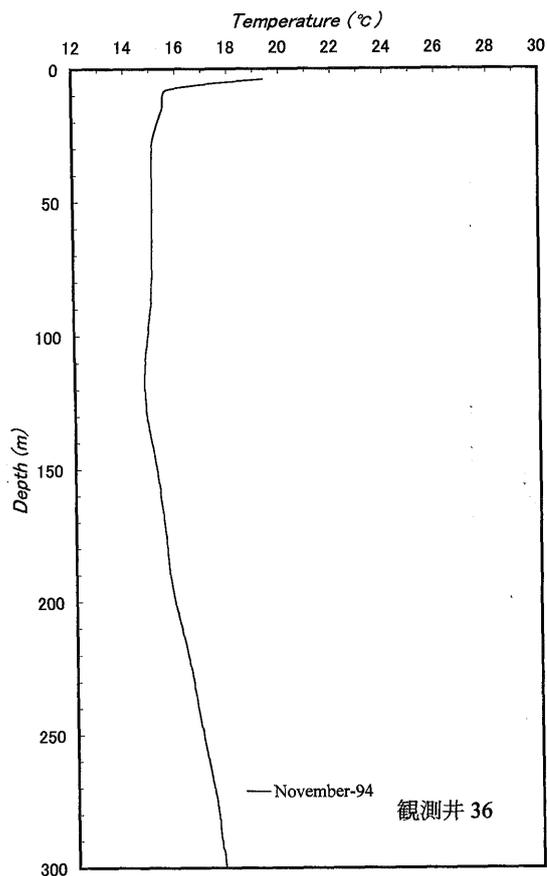
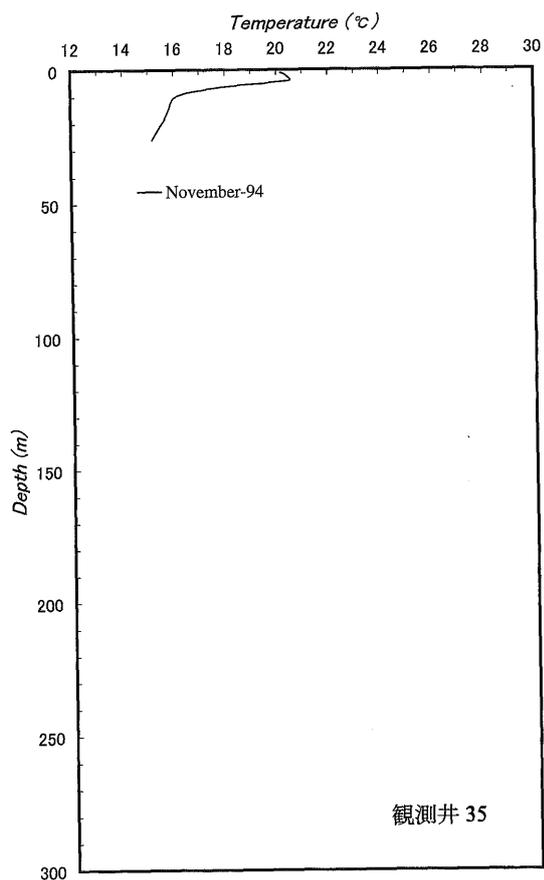
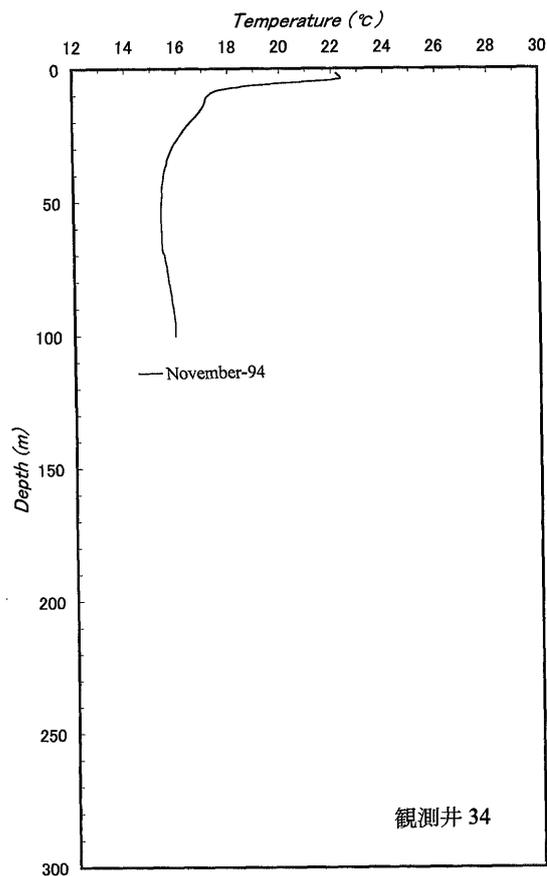
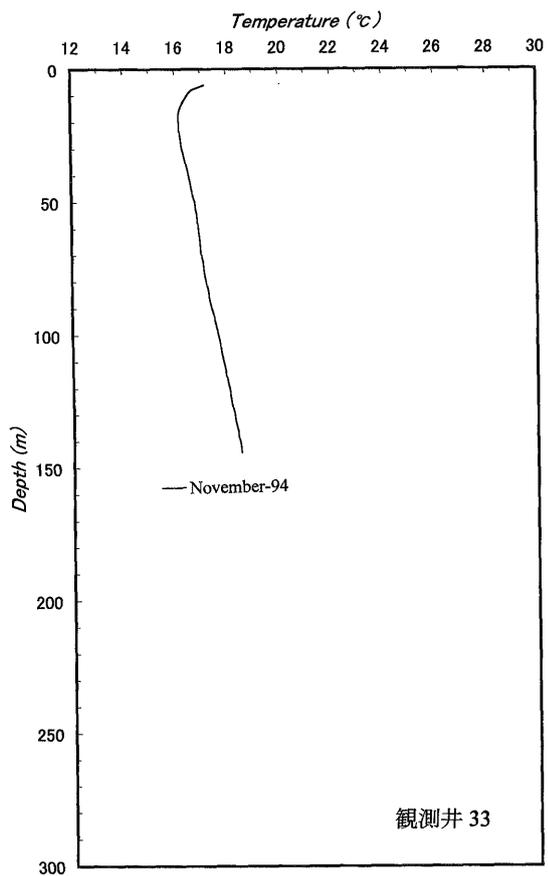


付図(続き)  
Appendix fig. (continued)

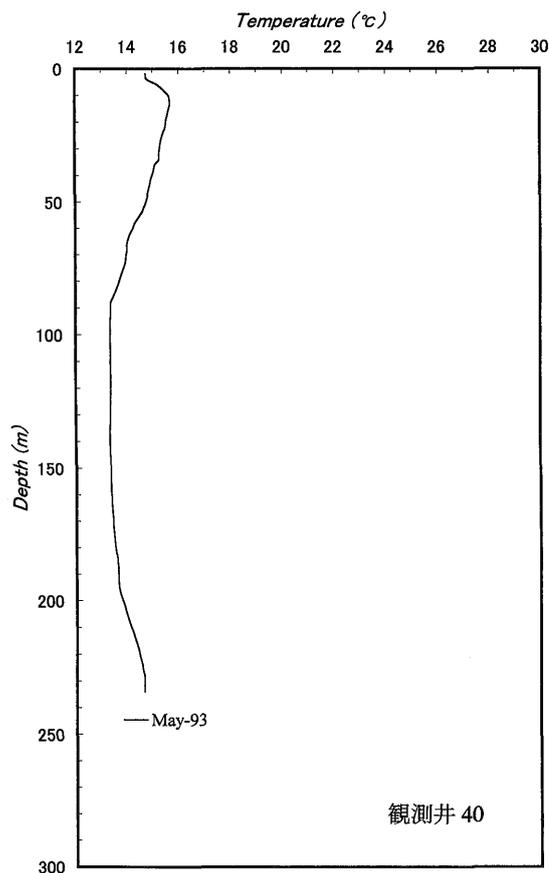
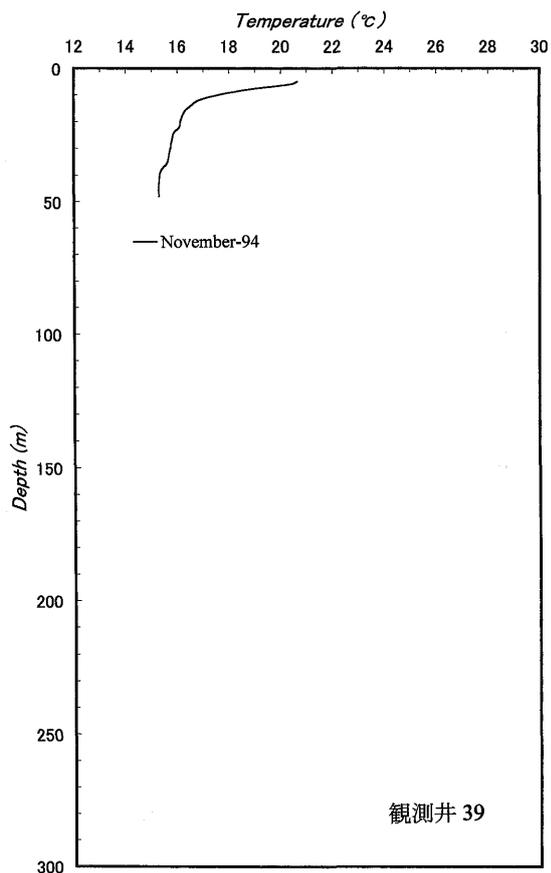
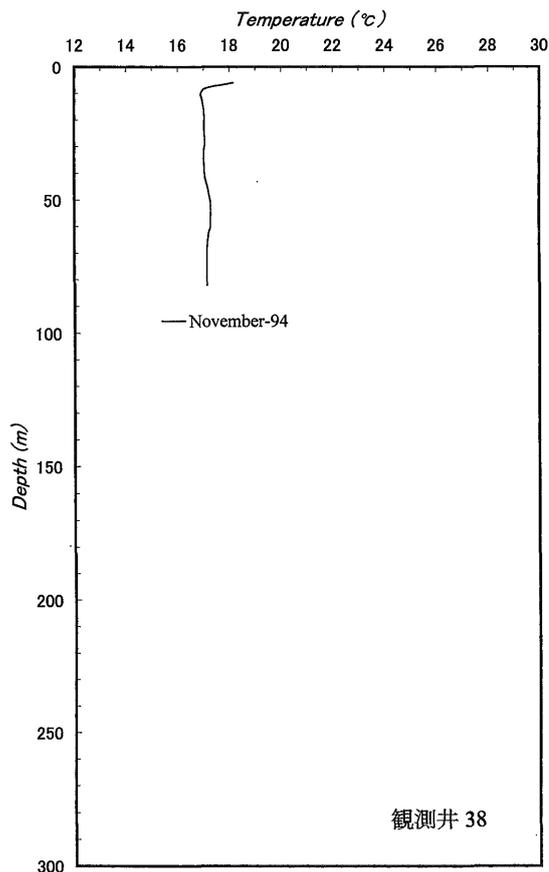
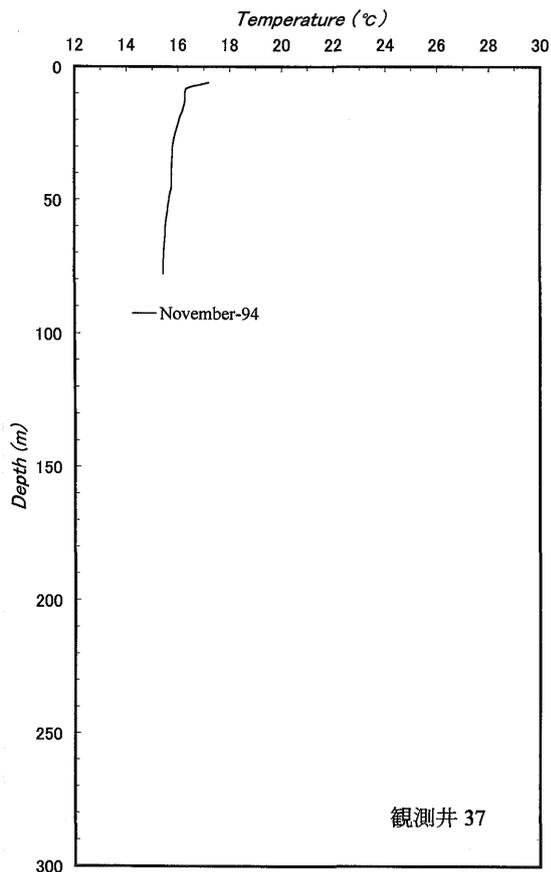


濃尾平野における地下温度プロファイル (内田・佐倉)

付図 (続き)  
Appendix fig. (continued)



付図(続き)  
Appendix fig. (continued)



濃尾平野における地下温度プロファイル (内田・佐倉)

付図 (続き)  
Appendix fig. (continued)

