

深部地下水の水質形成機構に関する研究(その3)

(動力炉・核燃料開発事業団 委託研究成果報告書)

1997年3月

地質基礎工業株式会社

複製又はこの資料の入手については、下記にお問い合わせ下さい。

〒107 東京都港区赤坂1-9-13

動力炉・核燃料開発事業団

技術協力部 技術管理室

Inquiries about copyright and reproduction should be addressed to : Technical
Evaluation and Patent Office Power Reactor and Nuclear Fuel Development
Corporation 9-13, 1-chome, Akasaka, Minato-ku, Tokyo 107, Japan

© 動力炉・核燃料開発事業団 (Power Reactor and Nuclear Fuel Development
Corporation) 1997

PNC TJ1676 97-001

公開資料

深部地下水の水質形成機構に関する研究（その3）

（動力炉・核燃料開発事業団委託研究成果報告書）

1997年 3月

地質基礎工業株式会社

深部地下水の水質形成機構に関する研究（その3）

小原 欽一*

要 旨

常磐炭田地域を対象として地質、地下水データを収集、分析するとともに、地球化学的手法と水理シミュレーションによって深部地層中の地下水水質の起源や変遷について解析した。

地球化学的手法による水質の解析では、常磐炭砒の坑内で記録されたデータにより、溶存イオン濃度分布などの特性を明らかにし、水質を区分した。また現在揚水中の温泉などから採取した地下水について環境同位体分析を行った。その結果、常磐炭田地域における深部地下水のほとんどは、海水を水質の起源とする混合水であることが推定され、一部の地下水は数十年前の地表水の混合したものが見られる一方で、化石海水の特徴を示す地下水の存在も明らかとなった。

数値シミュレーションによる水理解析では、大局的な地質構造および坑道掘削の形状を反映した広域モデルを作成し、坑道のない状態から坑道掘削時、そして閉山後の再冠水時にわたる約 100 年間の長期シミュレーションを行った。その結果、坑内湧水量や再冠水後の水位回復がおおむね再現でき、この広域モデルによる解析は人工改変による地下水流動系の変化を把握する手法として有効であることが認められた。さらに陸域から海域を含む大規模な地下水系について、海水面変動による塩淡境界の地質時代にわたる変化についても解析を試みた。

本報告書は、地質基礎工業株式会社が動力炉・核燃料開発事業団の委託により実施した研究の成果である。

契約番号：080D0197

事業団担当部課室および担当者：環境技術開発推進本部 地層科学研究グループ 武田 精悦

* 地質基礎工業株式会社

Study on the Mechanisms Making the Deep Groundwater Quality (Part 3)

Kin-ichi Ohara*

Abstract

We compiled geological data and chemical data of deep groundwater in the Joban Coal Field, and examined the qualities and the changes of groundwater by geochemical analysis and numerical simulation.

On the chemical analysis, we classified the chemical type of the water which gathered in the coal mine tunnels, and clarified their distributions. Moreover we analyzed isotopes in the water which was picked up from wells under running. As a consequence of these analyses, the origin of the groundwater character in the Joban Coal Field is inferred to be mostly mixed water with present sea water and fresh water. We detected some groundwater which was mixed with fresh water in some ten years, while we recognized that some groundwater which was mixed clearly with fossilized sea water also exist.

Concerning the numerical simulation, we set up the 3 dimensional model in this field which roughly represents the geological structures and physical conditions, and collected the data to inspect the analytical results. We simulated hydraulic conditions of this model for 100 years including three phases; those are the model with no tunnels, the model at mining, and abandoned mine model with re-submergence. In consequence, volume of influx water to the tunnels and restoration of water level after re-submergence are nearly represented, and we recognized the availability of this large-scale analysis. Moreover, we tried to simulate the very large 2 dimensional water system including the boundary of fresh water and sea water, and analyzed very long time change of the deep groundwater which was caused by sea level change.

Work performed by CHISHITSU-KISO-KOGYO Co., Ltd. under contract with Power Reactor and Nuclear Fuel Development Corporation
PNC Liaison : Geosciences Research Program, Radioactive Waste Management Project
Seietsu Takeda

* CHISHITSU-KISO-KOGYO Co., Ltd.

目 次

1	研究の概要	1
1.1	研究委託の概要	1
1.2	地球化学的特性に関する研究の概要	4
1.3	水理解析に関する研究の概要	5
2	常磐炭田地域の概要	6
2.1	常磐炭田地域の特徴	6
2.2	地 形	7
2.2.1	広域地形	7
2.2.2	地形各説	9
2.3	地形と地盤変動	13
2.3.1	最近の地盤変動	13
2.3.2	第四紀地形発達史	18
2.4	陸域の地質	19
2.4.1	既存の研究と層序	19
2.4.2	地層各説	22
2.4.3	各地層群の関係	26
2.4.4	地質構造	28
2.5	海域の地質	31
2.5.1	海域の地質資料	31
2.5.2	陸域と海域の地質対比	34
2.6	常磐炭砒の概要	40
2.6.1	常磐炭砒の主要構造	40
2.6.2	坑道および坑内地下水の現状	42
3	常磐炭田地域の水理・水質データの整理および解析	43
3.1	炭砒坑内水の水質分析データの整理	43
3.1.1	収集・整理したデータの内容	43
3.1.2	データの質（精度）に関する確認	44
3.1.3	水質分析値のデータベース化	46
3.1.4	坑内地下水の採取形態による区分	47
3.1.5	水質区分の方法	49
3.2	坑内地下水の水質解析	50
3.2.1	ヘキサダイアグラムによる水質の区分と地域分布	50
3.2.2	トリリニアダイアグラムによる水質の解析	52
3.2.3	イオン濃度分布による地下水水質の解析	55
3.2.4	各イオン濃度の相関、深度、温度との相関による解析	58
3.2.5	炭砒における水質のとらえ方	59
3.3	環境同位体分析	61
3.3.1	同位体分析試料の採取	61
3.3.2	立坑からの坑内水の採水	64
3.4	環境同位体および水質データによる地下水起源の考察	66
3.4.1	常磐炭坑における坑内水の水質区分	66
3.4.2	炭坑掘削、再冠水に伴う水質変動	67
3.4.3	安定同位体比から見た Cl イオンの起源	69
3.4.4	塩淡混合の実態とその空間分布	73

4	常磐炭田における広域水理シミュレーション	81
4.1	広域・長期シミュレーションの目的	81
4.2	シミュレーション手法の概要	83
4.2.1	はじめに	83
4.2.2	陸水循環プロセスの2成分2相解析	83
4.2.3	3次元陸水循環シミュレータの概要	86
4.3	シミュレーションモデルの概要	91
4.3.1	地質構造基礎データの整理	94
4.3.2	各種物性値および入力条件の設定	95
4.3.4	解析三次元メッシュの作成	97
4.4	坑道掘削以前のシミュレーション	99
4.4.1	坑道掘削以前の入力条件の設定	99
4.4.2	坑道掘削以前のシミュレーション結果	101
4.4.3	結果の検討	102
4.5	坑道掘削時のシミュレーション	103
4.5.1	坑道掘削時の入力条件の設定	103
4.5.2	坑道掘削時のシミュレーション結果	105
4.5.3	結果の検討	105
4.6	再冠水時のシミュレーション	110
4.6.1	再冠水時の入力条件の設定	110
4.6.2	再冠水時のシミュレーション結果	110
4.6.3	結果の考察	112
4.7	海域を含む二次元超長期シミュレーション	114
4.7.1	シミュレーションの設定条件	114
4.7.2	シミュレーション結果	122
4.8	今後の課題	123
	参考文献	124

表リスト

表 1 常磐地区第四系地質層序区分表.....	25
表 2 主要断層と常磐炭礦各坑との関係.....	40
表 3 イオンバランスのチェック結果によるデータ数.....	44
表 4 出水形態による水質区分表.....	49
表 5 常磐炭砒における坑内水分類（1）.....	59
表 6 常磐炭砒における坑内水分類（2）.....	59
表 7 常磐炭砒における坑内水分類（3）.....	60
表 8 同位体分析試料採取箇所一覧表.....	61
表 9 地下水分析結果一覧表.....	63
表 10 西部立坑の概要.....	64
表 11 海水の混入率と地下水の年齢.....	74
表 12 透水係数設定値一覧表.....	96
表 13 シミュレーション時間の対比表.....	105
表 14 二次元解析における透水係数の設定値.....	120

図版リスト

図 1 研究対象地域位置図	3
図 2 東北日本南東部の地形概況と主要断層および浅部震源分布図	8
図 3 常磐炭田地域の地形分布	10
図 4 常磐地区平野部の第四系分布模式断面図	14
図 5 福島県浜通り海岸沿いの水準点変動	16
図 6 福島県浜通りの第 3 段丘面の旧汀線高度分布断面図	17
図 7 常磐炭田北部地域の模式地質柱状図	20
図 8 常磐炭田地域の地質平面図	21
図 9 常磐炭田の層序と海水準変動曲線 (HAQ ET AL., 1988) との対比	27
図 10 常磐炭田地区の断層分布図	29
図 11 常磐沖海底地質構造模式平面図	32
図 12 北上沖の地震反射断面模式図 (東西方向)	33
図 13 常磐沖の地震反射断面模式図 (東西方向)	36
図 14 常磐炭田地域の陸域と海域における模式地質層序の比較	37
図 15 常磐炭田地域の層序と海水準変動模式図	38
図 16 北海道・東北日本新第三系の対比とハイエイタスの層序学的位置	39
図 17 常磐炭砒坑内主要構造図	41
図 18 常磐炭砒における垂直試錐、水平試錐と水圧との関係	47
図 19 坑内水の採水区分の概念図	48
図 20 坑別の水質の平均値によるヘキサダイアグラム	51
図 21 トリリニアダイアグラムによる水質区分 (鹿島坑の例)	53
図 22 常磐炭田周辺の温泉水等の採取地点図	62
図 23 西部立坑における温度検層、電気伝導度検層結果	65
図 24 炭砒稼働時の坑内水と現在の立坑坑内水の水質の比較	68
図 25 常磐炭田周辺の温泉水の水質のトリリニアダイアグラム	70
図 26 常磐炭田周辺の温泉水の CL イオンと $\delta^{18}\text{O}$ 関係図	71
図 27 常磐炭田周辺の温泉水の安定同位体比デルタダイアグラム	72
図 28 常磐炭田周辺の温泉水の CL イオンとトリチウム濃度関係図	75
図 29 筑波における降水中のトリチウム濃度経時変化	76
図 30 常磐炭田およびその周辺部における深部岩盤地下水中の CL 濃度分布	78
図 31 常磐炭田およびその周辺部における深部岩盤地下水採取深度分布	79
図 32 常磐炭田およびその周辺部における深部岩盤地下水中の CL 濃度の深度変化	80
図 33 地下水流動調査・評価工程図	92
図 34 常磐炭田地区における解析のためのデータ	93
図 35 採掘坑道を反映したグリッドの設定方法	98
図 36 降雨量および河川流量観測地点位置図	100
図 37 石炭採掘エリアの 10 年ごとの展開	104
図 38 坑道掘削段階における坑内湧水量 (排水量) 経時変化データと計算値の比較	106
図 39 坑内水位の観測点の位置	108
図 40 坑道掘削段階における坑内地下水位の経時変化データと計算値の比較	109
図 41 坑道の水没再冠水時における地下水位の実測値と計算値の比較	111
図 42 立坑水位の 1 ヶ月ごとの経時回復データ	113
図 43 過去 70 万年間の海底堆積物中の浮遊性有孔虫殻の酸素同位体比変化曲線	115
図 44 過去 13 万年間の氷河性海面変化曲線	115
図 45 海水準変動の設定	116
図 46 陸域～海域の断面設定位置図	118
図 47 二次元長期シミュレーションモデルのメッシュ図	121

巻末資料リスト

水質特性資料

- 坑別ヘキサダイアグラム
- 坑別・採取区分別トリリニアダイアグラム
- 溶存イオン濃度等の相関図
 - 坑別相関図
 - 採取区分別相関図
- 溶存イオン濃度分布図
 - 塩素イオン濃度分布図
 - 硫酸イオン濃度分布図
 - 重炭酸イオン濃度分布図
 - ナトリウムイオン濃度分布図
 - カルシウムイオン濃度分布図

シミュレーション資料

- 常磐炭田における採炭エリアの概略推移図
- 常磐炭田の三次元広域シミュレーション結果出力図
- 海域を含む二次元広域シミュレーション結果出力図

1 研究の概要

1. 1 研究委託の概要

(1) 研究委託件名

深部地下水の水質形成機構に関する研究（その3）

(2) 研究委託の目的

本研究は、地質・水理・水質データが蓄積されている常磐炭田を例にとり、地層中の地下水水質の変遷を水理解析シミュレーションと地球化学的手法により把握し、深部地下水の水質形成機構を解明する手法について検討したものである。

本研究では、おもに常磐炭砒によって調査され、これまでに収集・整理が行われた水理特性データ、地下水水質データを用いて、常磐炭田地域における水質形成機構について検討した。水質については、坑内地下水や現在の温泉ボーリングなどの地化学的水質特性データを分析するとともに、この地域の広域的な地下水流動の数値モデルを構築し、坑道掘削前の状態、炭砒掘削時、閉山後再冠水時に分けた広域水理シミュレーション解析を行った。また海域を含めた広域モデルを作成し、地下水の淡塩境界の遷移を念頭に置いた地質時代にわたる長期地下水シミュレーション解析を試みた。

(3) 研究委託の範囲

今回の研究委託の範囲は以下の項目の通りである。また研究の対象である常磐炭砒の位置を図 1 に示す。

- ① 常磐炭田地域の水理・水質データの整理および解析
- ② 坑道掘削および再冠水が地下水流動状態・地下水水質に与える影響の把握
- ③ 長期にわたる地質環境変化に伴う、地下水流動状態・地下水水質の変遷の予測
- ④ 深部地下水の水質形成機構を解明するための手法の構築
- ⑤ 委員会の開催
- ⑥ 報告書の作成
- ⑦ 報告会の実施

(4) 研究期間

平成8年8月20日 ～ 平成9年3月19日

(5) 委員会の構成

本研究は地質学、地球化学、水理学など多岐の分野にわたる内容であるため、専門の先生方による委員会を設け、アドバイスを頂きながら研究を進めた。委員会の構成メンバーは次の諸先生である。

東京大学 工学系研究科	小島 圭二 教授
同	登坂 博行 助教授
同	徳永 朋祥 助手
筑波大学 地球科学系	鳴田 純 助教授
東京音楽大学	岡田 誠 講師

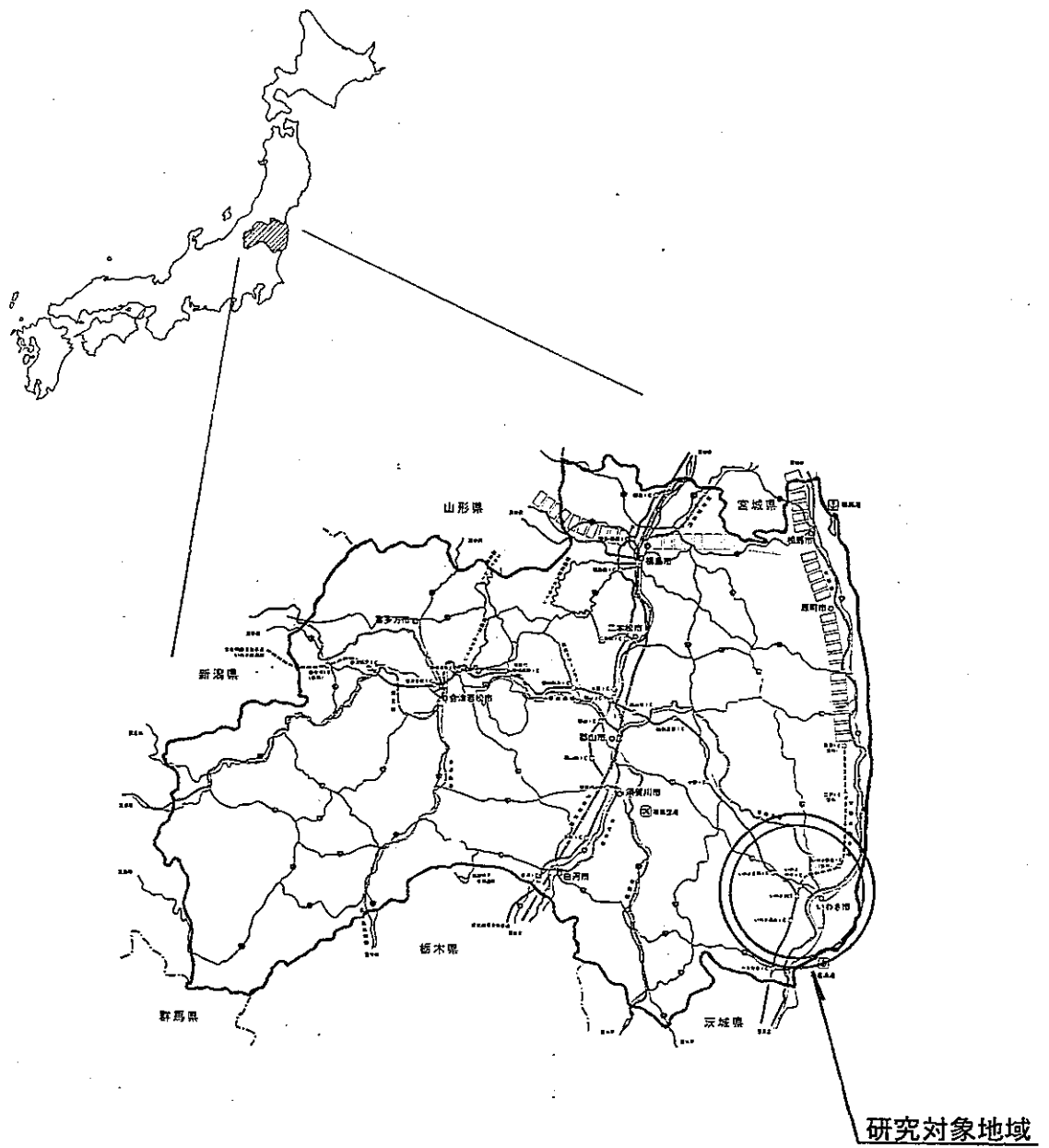


图 1 研究对象地域位置图

1. 2 地球化学的特性に関する研究の概要

常磐炭田は海洋沿岸域における深部地下の地質、地下水データが得られた数少ないフィールドである。常磐炭砒の最盛期には、最深部で海水準下 1200m におよぶ大規模な石炭採掘が行われていた。この炭砒活動に伴う深部地質、地下水に関する情報が現在まで残されており、この膨大な情報は非常に貴重であるといえる。

本研究では、深部地下水の地球化学的特性に関して、炭砒活動を通して蓄積された坑内水の水質分析データをまず収集再整理し、それらの化学的特性を把握することによって、深部地下水の水質の起源や経時的変化特性を明らかにし、人為改変の影響を受けた地下における地下水循環や水質形成機構について検討した。また、常磐地域は沿岸部の塩淡境界の存在する領域であり、塩水・淡水の混合型の地下水の水質特性を明らかにした。

さらに温泉などから新たに地下水試料を採取し、環境同位体を含む地化学的分析を行うことで、炭砒では得られなかった新たな地球化学的情報を得た。これにより周辺の石炭非採掘域や、炭砒が閉山した後の現在の深部地下水の水質も含めた解析を行ない、炭砒掘削当時の坑内水水質との対比や地下水の流入年代の推定などによって、水質の広域分布特性や流動系に関する検討を行った。

1. 3 水理解析に関する研究の概要

常磐炭田は明治期の開発以来、大規模な深部掘削と地下水、温泉水の揚水を行ってきたため、地下水循環系に対する影響は多大であったと推定される。

そうした地下水循環系の変化を水理的に解析する手法として、数値モデルによるシミュレーションがある。今回の研究では、常磐地区の炭坑を含む約 20km 四方におよぶ広域の地下水を対象として、基本モデル作成や坑道などの条件入力のためのデータの収集、および解析解を検証するための地下水位や坑内湧水量のデータ収集を行なうとともに、明治時代から現在にいたる約 100 年間の長期シミュレーションを行い、その結果の検討を行った。

さらに海域を含む二次元の広域モデルを作成し、地質時代にわたる海水面変動による塩淡境界の変化の解析を試みた。

2 常磐炭田地域の概要

2.1 常磐炭田地域の特徴

常磐地区は図 1 に示したように福島県の太平洋岸浜通り地方の南端に当たり、いわき市の主要部そして常磐炭田地域の中心部を占める地区である。この地域では、古くから石炭や天然ガス鉱床に関連した詳細な地質資源調査が行われ、特に炭砒の開発に伴い、深部の地下構造だけでなく、常磐炭砒に特徴的な温泉水や地下水に関する貴重なデータが蓄積されてきた。また、いわき市の都市開発や臨海域の工業地の建設などにもともない、多くの浅部地質資料が収集されている。さらに近年は、磐城沖ガス田や石油資源調査のための地震探鉱や試錐調査が行われ、大陸棚までの海底地質調査資料も充実してきた。

以上のように本地域は、陸域浅部および深部の地質・地下水情報や海域の地質情報が豊富であり、かつ太平洋沿岸地域にあるため、第四紀の海水準変動に伴う淡水塩水境界の形成、沖積地盤中の貯留水の水質変化など、地下水水質の形成機構や流動機構の解明に関する総合的な情報が得やすい地域である。

また地質構造の上でも、断層群による分断はあるものの、比較的単調な構造であり、水理学的にモデル化しやすい。また常磐炭砒は主たる採掘対象となった石炭層がほとんど1層だけであったため、掘削坑道もほぼ1層準に限られている。この点でも坑道の構造が水理学的にもモデル化しやすい特徴である。さらに炭層探査や立坑掘削による深部地下の地質構造のデータもある程度揃っているため、地下構造をモデル化する上で重要な情報源となっている。

前年度までの研究では、この常磐炭田地域のなかで、おもに陸域の地形・地質構造、透水性などについて検討を行った。今年度はこれに加えて研究対象範囲を海側にも広げ、また陸域についてもより広域について、最近までに得られている地形・地質および地下水関連の知見を整理し、過去1万年前間の水理シュミレーションを実施する際に必要な海水準変動の影響を検討した。検討範囲は、阿武隈山地から大陸棚斜面に至るまでの陸海両域である。

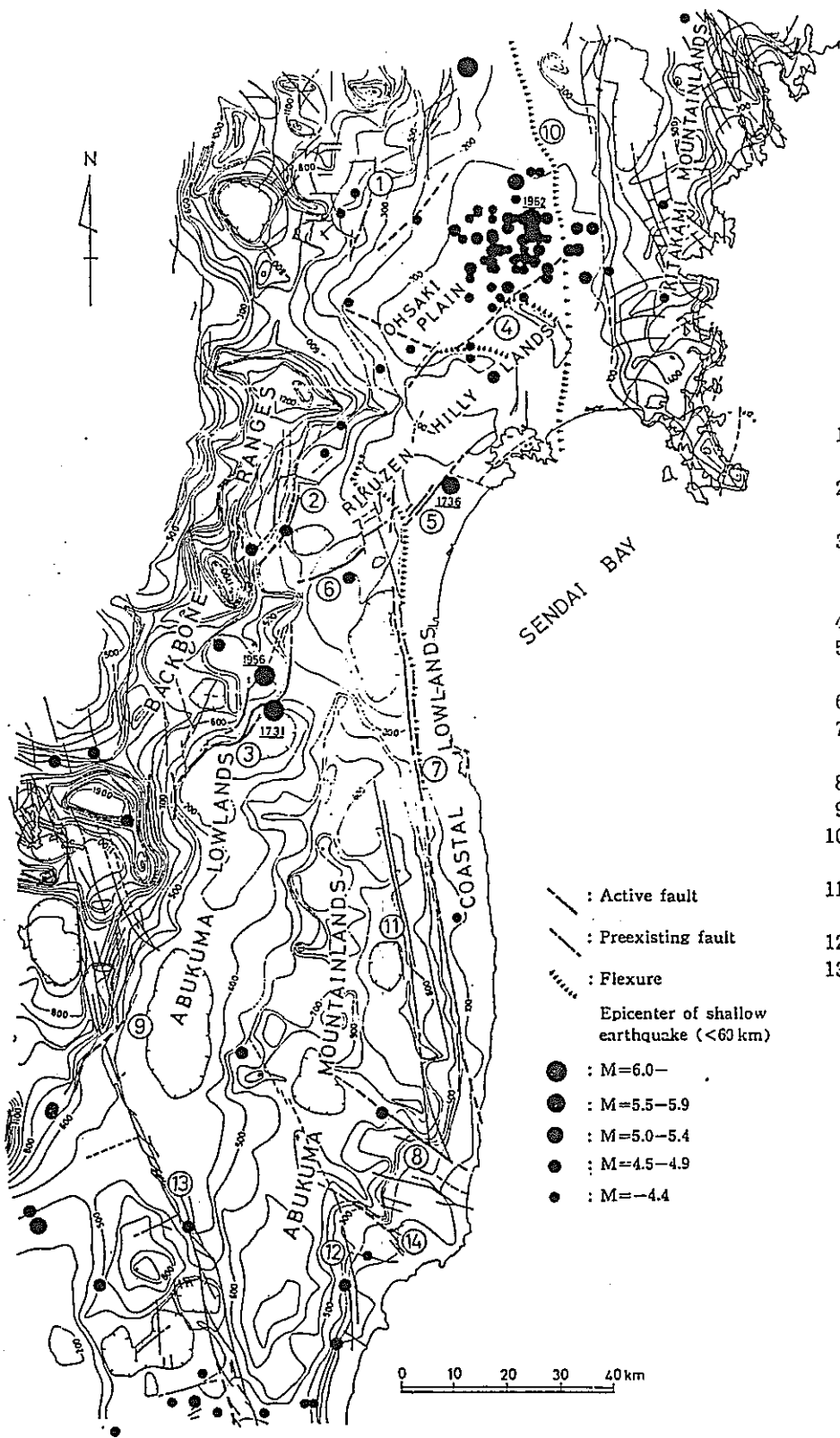
2. 2 地 形

2. 2. 1 広域地形

本研究の対象地域は、阿武隈山地の東縁部に位置し、福島県の太平洋岸浜通り地方の南端に位置するいわき市の主要部を含む常磐炭田地域である。

対象地域を含む阿武隈山地を広く鳥瞰的にみると、その西側には東北脊梁山地との間に夾まれた阿武隈低地帯が広がり、全体として一つの非対称ドーム状地形を形成している。阿武隈山地の東側は比較的急な勾配の斜面でドーム状地形の東翼を構成し、双葉断層を境に海岸低地帯と接する。また西側は阿武隈低地帯とともに地形勾配の緩い西翼を構成する（図 2）。阿武隈山地北部ではドームの軸が北に向かって緩く傾斜し、断層で陸前丘陵と接している。海岸は、福島県浜通り地方に南北に延びる直線的で単調な海岸線に続いて、本研究地域東側の岩石性の岬角と平滑な砂浜海岸が交互に配置する対置海岸と、同地域南側の人工的な改変を受けた小名浜港を経て、鹿島灘北部の大きな弧状の海岸線へと連なる。

海洋側の地質構造や海底地形も、地下水の流動解析にあたり重要な要素と考えられる。すなわち、海水準変動にともなう塩水の地層への浸透や塩淡境界の分布の変化を解析する上で非常に重要である。今年度は後述するように海域における物理探査を主とした調査資料について収集した。



- 1: Nuruyu-Nagashida Tectonic Line
- 2: Sakunami-Yashiki-daira Fault
- 3: Western Marginal Fault of Fukushima Basin
- 4: Sanbongi Fault
- 5: Nagamachi-Rifu Line
- 6: Enda Fault
- 7: Futaba Sheared Zone
- 8: Fatatsuya Fault
- 9: Ashinokuchi Fault
- 10: Ichinoseki-Ishikoshi Flexure Belt
- 11: Hatakawa Sheared Zone
- 12: Idosawa Fault
- 13: Tanakura Sheared Zone

- : Active fault
- - - : Preexisting fault
- : Flexure
- : Epicenter of shallow earthquake (<60 km)
- : M=6.0-
- : M=5.5-5.9
- : M=5.0-5.4
- : M=4.5-4.9
- : M=4.4

General topography of the southeastern region of the Northeast Japan, and the distributions of preexisting faults, active faults and epicenters of shallow earthquakes from 1926 to 1972 (after Catalogue of Major Earthquakes of Japan Meteorological Agency).

大槻ほか(1977)より引用

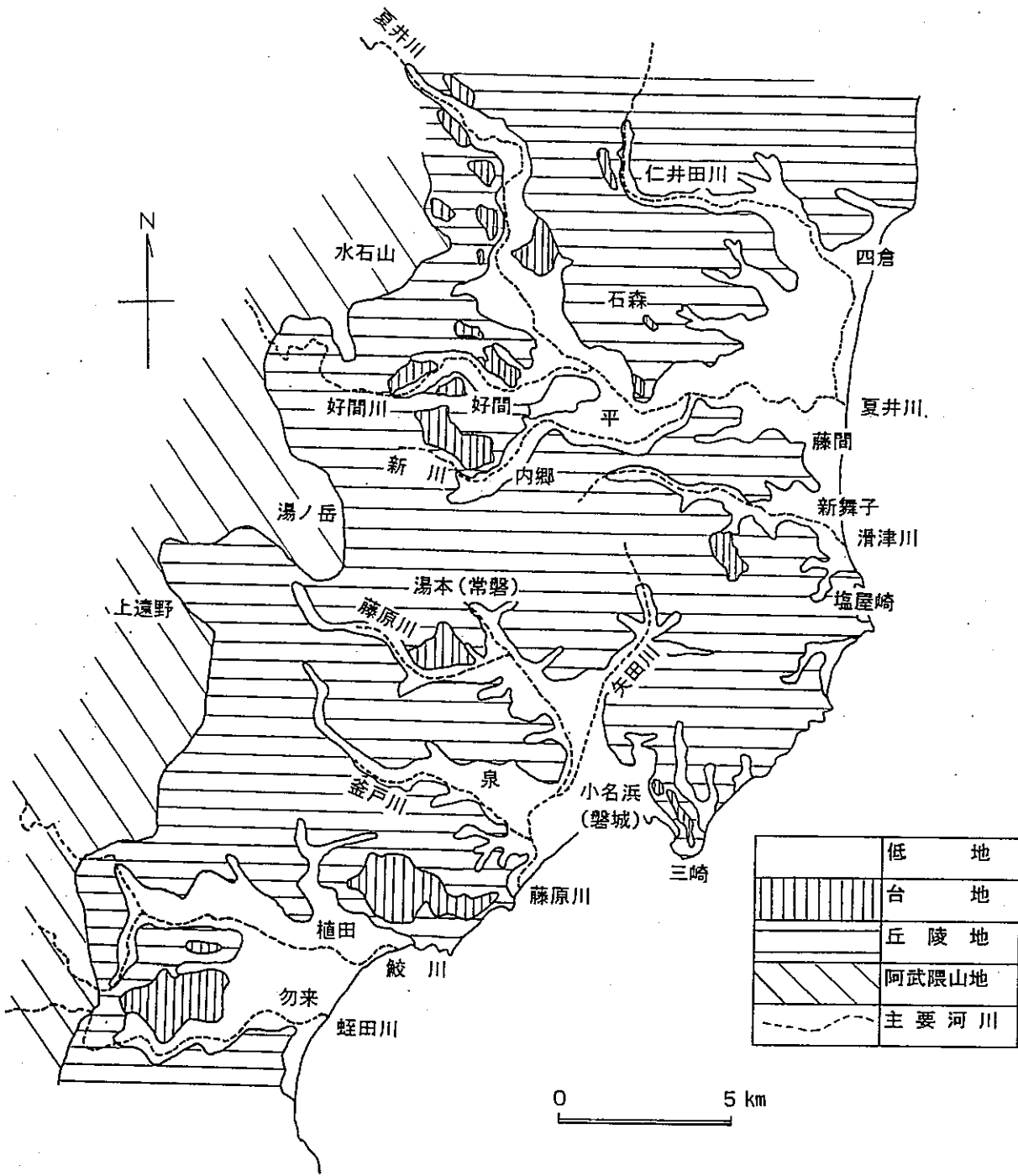
図 2 東北日本南東部の地形概況と主要断層および浅部震源分布図

2. 2. 2 地形各説

常磐炭田地域は、阿武隈山地の東縁に発達する NW-SE 方向の数本の断層によって分断された山地と丘陵、この間に広がる低地および海岸平野から成る。これらは、小規模面積の地形単位がモザイク状に相接した配列を呈し、大局的には西部山地とこれに続く丘陵間に3つの低地が隔てられて配列し、低地から狭い谷底平野を経て海岸平野に続く地区と丘陵がそのまま海岸線にまで達する地区とからなる。

海岸地域には一部海岸段丘面の発達が見られるが、北部の双葉地区、あるいは多賀地区の段丘に比べて全体としては明瞭でない。河岸段丘は夏井川、藤原川、などの河川に沿って小規模ながら広い範囲に分布している。これら段丘や丘陵地から海岸にかけては沖積層に覆われた低地がひろがっている。成因的には谷底平野と海岸平野に分けられ地域的には四倉・平、小名浜（磐城）、勿来に大別される。これら沖積低地下には埋没段丘が認められ、埋没段丘下の洪積層も区分されている。

常磐炭田地域の主要部の地形の概要についてに示し、地形單元ごとの特徴について述べる。



(建設省・福島県(1966)に加筆・簡略化)

図 3 常磐炭田地域の地形分布

(1) 山 地

山地部は阿武隈山地の縁辺部で、標高 600～750 mの尾根部と孤立峰から成る。これは、阿武隈山地中央部の等高山頂面高度が標高 800 m前後と推定されていることから、同山地の隆起準平原の山地縁辺部での高位面が残丘状に残されたものと考えられている。

この地域には、湯の岳断層の通る湯の岳の南麓斜面や双葉断層の通る福島県浜通りなど、断層とその両側の岩質の差により明瞭な断層崖が認められることがある。

(2) 丘 陵

丘陵部は標高 300 m前後と 150 m前後に平坦面が発達している。300 m面は上記準平原低位面と考えられるが、150 m面は第四紀以降の準平原化作用によるもの、または開析された段丘面の残りと考えられている。丘陵部は夾炭層を介在する第三紀層から成っており、丘陵を開析する水系や低地部の配列は、第三系に発達する断層構造を反映している。丘陵の周辺部には、溺れ谷状の埋積谷が多く発達している。

(3) 段 丘

常磐地区の北方および南方の海岸沿いには、帯状に広く連続性の良い海岸段丘が発達するが、本地域にはこれら段丘の延長は不明瞭で、断続的に分布する。周辺地域では中川(1961)による5段の面区分がなされているが、建設省・福島県(1966)では中川の第Ⅰ・Ⅱ段丘面を上位面、第Ⅲ段丘面を中位面、第Ⅳ・Ⅴ段丘面を下位面と分類している。このうち第Ⅲ段丘面は、中川らにより最終間氷期の高位海水準高度に相当するとされている関東地方の下末吉面に直接連続することが確認されている。

上位面は海拔 100～120 mにあり、開析を受けて丘陵状を呈し、平坦面は丘陵頂部にわずかに認められる。中位面は海拔 50～80 mで、夏井川や藤原川沿いに断続的に分布し、本地域南部の海沿いで海成砂に覆われている。下位面は海拔 15～30 mにあり、夏井川・高久川沿いに発達している。夏井川水系の小谷作では下位面が小断層で切られており、最近の地塊運動の跡が残されている。

(4) 低地・平野

丘陵地に挟まれて、夏井川・仁井田川水系の中～下流部にある四倉・平地区、矢田川・藤原川・釜戸川水系の磐城地区に低地部が分布している。各低地部は、山側が粗粒～細粒の現河床堆積物から成る谷底平野、海側が細粒堆積物から成る海岸平野から成っている。阿武隈山地から流下する河川の谷底平野面は現河川沿いに内陸側数 km まで入り込

み、氾濫原・自然堤防・後背湿地・旧河道から成り、流路の変遷が盛んであったらしい。一方丘陵中に源がある中小河川は細粒物からなる谷底平野を形成し、流路の変遷を示す微地形はほとんど認められない。

ボーリング調査資料によれば、海岸平野の深度 35 m 以浅、あるいは内陸部低地の市街地地下では深度 15~25 m 付近に、洪積層と思われる締まった砂層が分布する。この砂層上面は起伏に乏しく埋没段丘面と考えられるが、夏井川沿いや仁井田川付近にはこの砂層を下刻する深度 30~60 m の深い埋積谷が認められる。

(5) 海岸

常磐炭田地域の北東~東側沿岸は直線的な砂浜海岸、南東側は尾根が海岸まで迫る岩石海岸と平滑な砂浜が交互に配置する対置海岸、南側は沖積平野と埋め立てによる港湾地域から成る。砂浜海岸には比高 2 m 程度の浜堤と後背湿地が 3~4 列、海岸線に並行して発達している。内陸側の浜堤砂層中から、弥生期の土器が出土している。

海岸平野の内陸限界は、海成砂や後背地の潟湖堆積物の分布と地形の遷緩線から、海拔 5 m 前後と推定される。

(6) 海底

沿岸部の海底地形は、現在の対置海岸線付近では -30 m 付近まで丘陵部の延長が半島状に突き出しているが、これ以外の地域ではおおむね海岸線に並行して緩い勾配で深部へと傾斜する斜面となっており、-20 m~-30 m 付近では平坦面が発達している。

磐城地区の海岸平野から海底にかけて現在釜戸川が南流する流路が下刻されているが、沖積層の下面形状は、旧釜戸川の流路が東流し、現在の小名浜港沖で藤原川に合流していた痕跡を残しているなど、地質時代を通じて現在の沿岸地形が同じであったとはいえない。

-40 m 以深の海底地形は、陸上地形との対応は薄れ、-120 m 付近まで一様な緩傾斜面から成るが、-120 m~-140 m 付近に、特に北側に連続性の良い平坦面が認められ、沖積世初期の海食面と考えられている。

これより深部の海底地形は、大陸棚斜面へと続く緩傾斜面を形成している。

2. 3 地形と地盤変動

2. 3. 1 最近の地盤変動

(1) 段丘群の傾動

Koike (1969) は、阿武隈山地が西および北に傾動する一つの地塊と考えた。また中川(1961)は、海岸低地帯は段丘群がニッ箭断層から北に向かって漸次低下し、阿武隈山地の北側丘陵地との間に著しい比高差を持つことを指摘した。

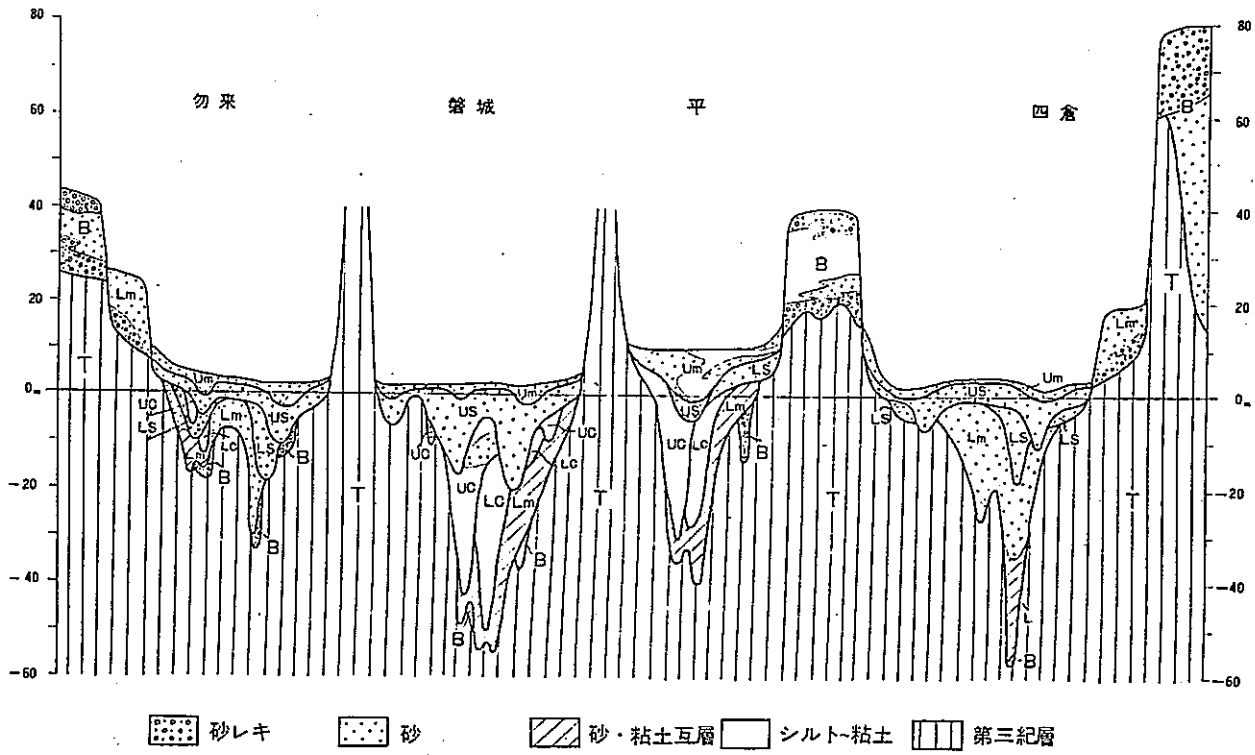
このため大槻(1977)は、海岸低地帯も傾動地塊ブロックの一つと考え、阿武隈山地の西方向へのブロック傾動は東北脊梁山脈東縁に発達する逆断層群の運動に伴うものであり、阿武隈低地帯はその前縁凹地に相当するとした。さらに阿武隈山地および海岸低地帯の北への傾動は陸前丘陵の境界をなす衝上性の断層の活動によるものと考えた。

(2) 新しい地層の盆状構造運動

低地・平野部の地下で第三系表面に下刻された旧河道を埋積する上部洪積層と沖積層の分布下限深度は、磐城地区の海岸平野で最も深く、平地区でこれに次ぎ、四倉および勿来地区で著しく浅い(図 4)。

また、これら新しい地層の下限が示す谷底の勾配は、下流部では現況河川と大差ないのに上流部では急勾配となるのに対し、構成物質の中で阿武隈山地から供給されたものの比率が小さい。これは新しい地層の下限が示す谷が埋積された時代より後に、上流部の地盤が上昇したことを意味する。

こうしたことから建設省・福島県(1966)は、第三紀層の断層で分断された各地塊に発生した盆状構造と同様の、いわき市各地区境界に近い内陸部を中心とした地殻運動が最近まで続いていると解釈し、このことが現在の丘陵・段丘・谷系・低地などの基本配列を決定したと考えた。



Um : 最上部層、US : 上部砂層、UC : 上部粘土層、LS : 下部砂層、LC : 下部粘土層、Lm : 最下部層、
 B : 基盤土層、T : 第三紀層

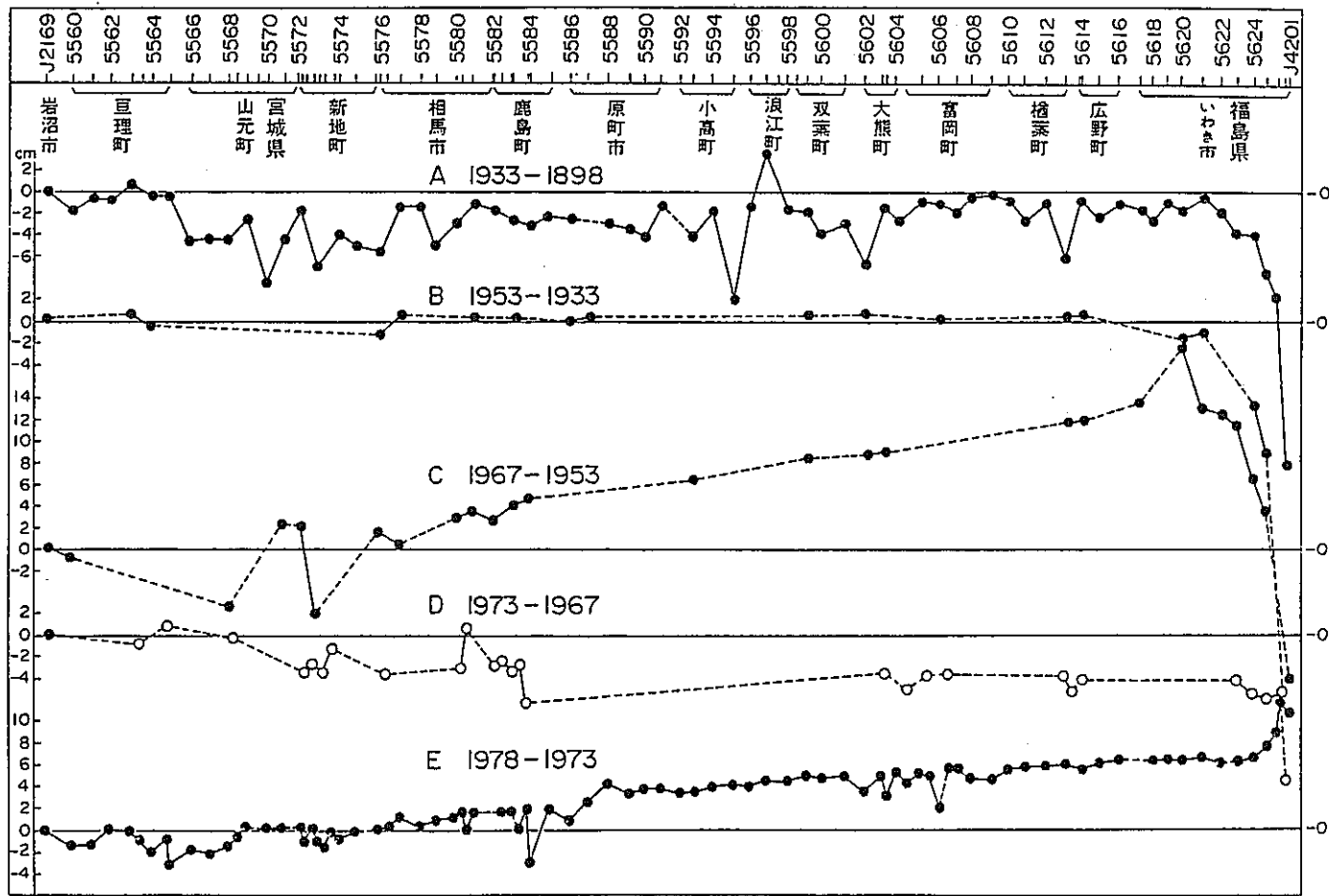
建設省・福島県(1966)

図 4 常磐地区平野部の第四系分布模式断面図

(3) 最近の地盤の上昇と沈降

過去80年間の水準測量成果によれば、福島県東海岸沿いのおおよその年間平均変位量は北から南に向かって原町で0.2mm、富岡で0.5mm、双葉断層を挟んで小名浜で0.6mm以上、日立で0.4mmとなっている(図5)。岡ほか(1981)は、第四紀後期の地殻変動の様式をもとめ、これを現在の地盤上下運動と比較するため、双葉断層より海側に発達する常磐地区北方の第Ⅲ段丘面(下末吉面相当面)の旧汀線について詳細な調査を行った。その結果、旧汀線の位置が現在の海岸線とほぼ並行すること、その高度は南部で最高44m・北部で最低15mと緩やかな波曲を伴いながら北方へ傾動すること(図6)、この変形様式は図5の海岸沿いの水準点変動傾向と似ているものの、第Ⅲ段丘面分布高度から求めた第四紀後期の平均的な相対上昇速度(約30m/12-13万年)に対して現在の水準点隆起速度(10-20cm/80年)のほうが6~7倍と遙かに速いことを示した。このことから現在の80年間の運動が定常的であったとしても、これが始まったのは1万年前以降と推定した。

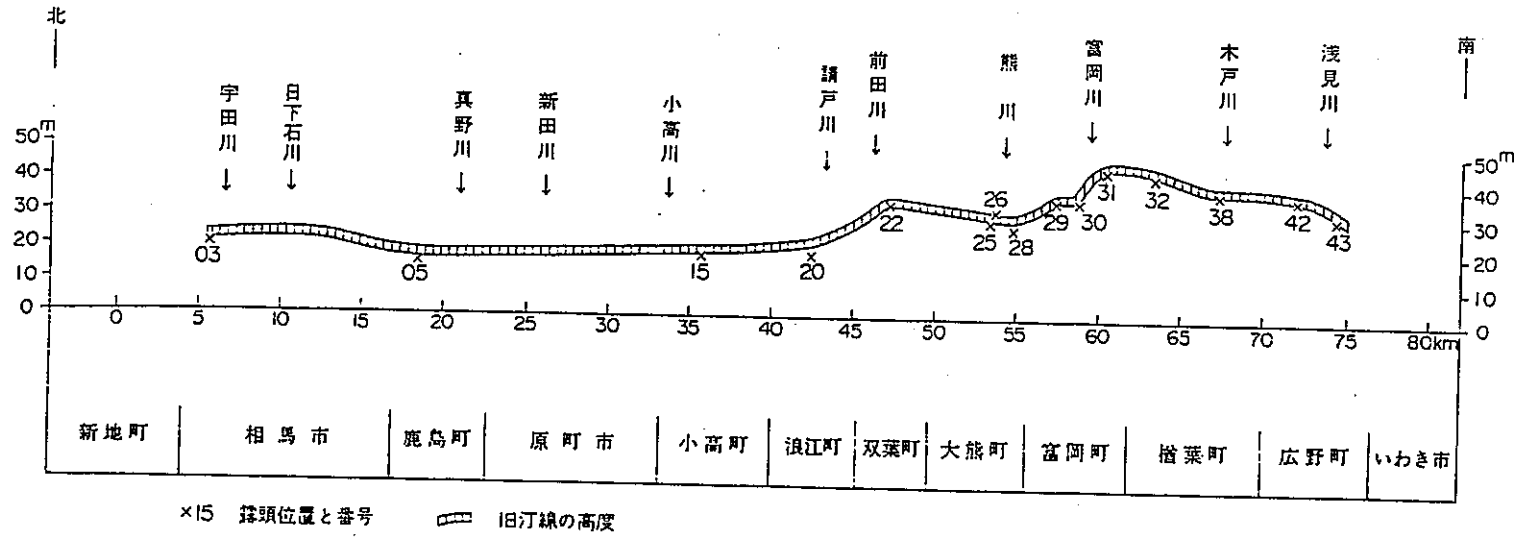
また、検潮記録から現在の太平洋岸は毎年約1-4mmの定常的沈降(小名浜で約4mm/年)を示しているが、第Ⅲ段丘面の旧汀線高度が44~15mと日本全体の平均的な値を示すことと比較して、異常な量の沈降であるが、岡ほか(1981)はこれを地震との関係で説明を試みている。



宮城県岩沼市(J 2169)一福島県いわき市(J 4201)間の水準点変動。
 測量データは国土地理院により、各期間とも岩沼市を基準にして示す。黒丸は1等水準点、
 白丸は道路基準点のデータによる。

岡ほか(1981)

図 5 福島県浜通り海岸沿いの水準点変動



岡ほか(1989)

図 6 福島県浜通りの第3段丘面の旧汀線高度分布断面図

2. 3. 2 第四紀地形発達史

常磐海岸で南北に帯状に連続する段丘が常磐炭田地域に限って不明瞭であるが、代わりに常磐炭田地域には沖積層の発達が顕著であることは、段丘下位面を切る小断層が認められること、内陸の市街地地下には洪積層を下刻する埋積谷がありこの谷は沖積平野の中央部ほど深いことなどと併せて、第三紀層が太平洋側に向かって傾斜する比較的単純な同斜構造地帯と、最近まで活動を続ける複雑な盆状構造を作る地帯とがあるためと解釈されている。

以上の地形地質的特徴をもとに推定される常磐炭田地域の第四紀地形発達史は、以下の通りである。

- ①洪積世に、凡世界的な海水準変動に伴い、海拔-20 m面および-30 m面を含む5段の段丘群が形成された。このころ、阿武隈山地周辺を境する衝状性の断層活動により、段丘面の傾動が始まった。また、地盤の盆状構造を形成する運動も開始した。
- ②洪積世の海退期にはこれら段丘を開析する谷系が形成され、最大海退期には、南部の平野に発達する海拔-50 m以深におよぶ埋積谷が形成された。
- ③沖積世の海進期には、洪積世に形成された丘陵群や谷系の一部が沖積層下に埋積された。最大海進期の汀線は海拔5 m付近に達し、溺れ谷状の山麓線を持つ丘陵が形成された。
- ④この後の海退期に数組の浜堤と後背湿地群を持つ海岸平野が形成された。
- ⑤1万年前以後に、現在の速度に近い速さで地盤上昇が起きた。

2. 4 陸域の地質

2. 4. 1 既存の研究と層序

常磐炭田地域は古くから石炭資源をはじめとして地質学的な関心を集め、多くの研究者が第三系の地質層序、地質構造に関する研究を行っている地域である。古くは中村（1913）により湯本付近の地質図がまとめられ、以降の多くの諸調査が行われるとともに、それらの成果をもとに半沢（1954,1957）および須貝・松井（1957）らが常磐地域全体の層序区分を体系付けている。その後 Kamada（1962）による化石層位学的研究や Mitsui（1971）による構造地質的見地からの研究なども行われている。

その後 1980 年代に入ってから、微化石層序を中心とした年代層序区分の研究について多数行われてきており、柳沢（1989）などによって微化石層序学的に再検討されている。

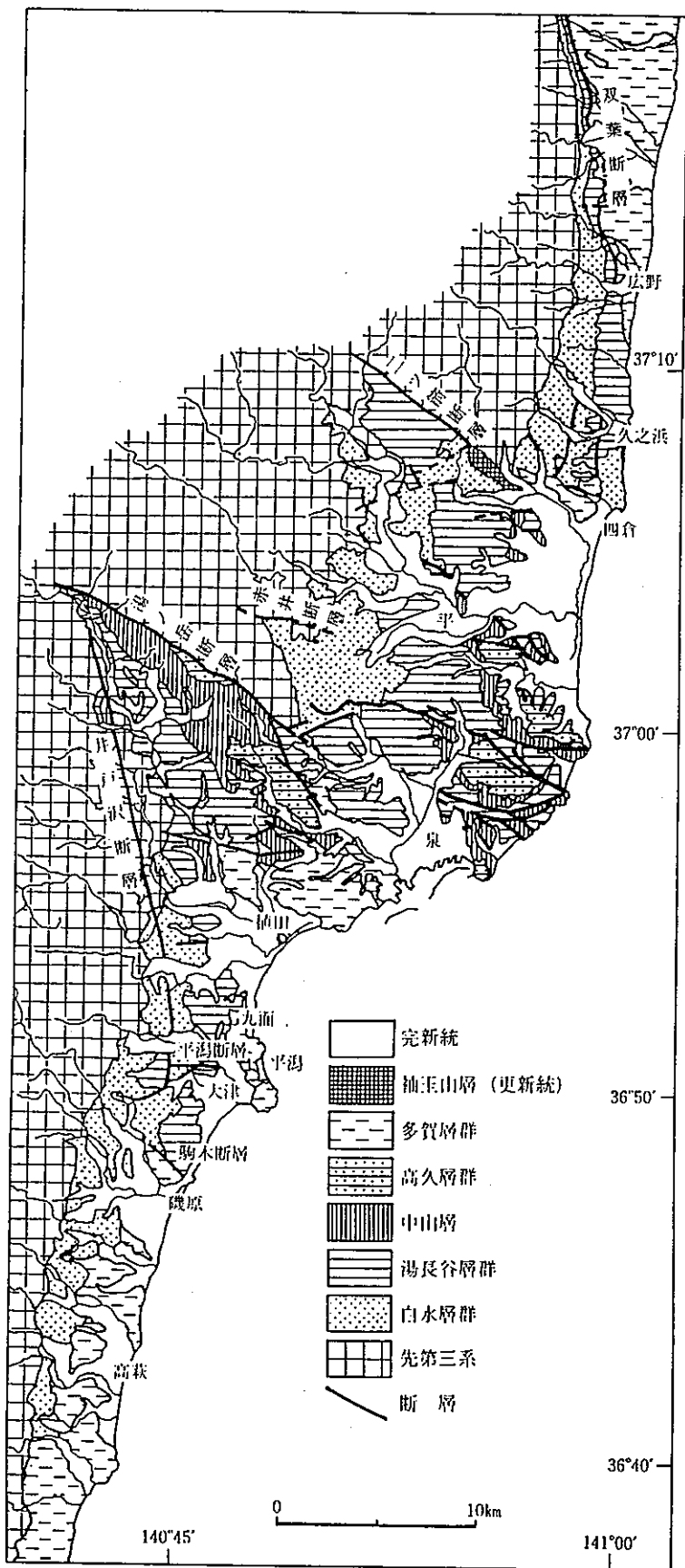
また、常磐炭田は現在の「いわき湯本温泉」の名で知られるように、温泉水の湧出で特徴的である。この地下水、温泉に関する研究も古くから行われている。また炭礦の深部開発に伴って温泉水の湧出が障害となったことから、炭礦の坑内水対策との関係からの研究も数多く行われてきた。

主なものには中村新太郎（1909）や徳永（1924）による炭田地内の温泉の調査、また中村久由ら（1952）による坑内温泉水についての地化学的な調査研究などが行われている。小林（1959）は炭礦開発と坑内水対策について炭礦の実務的見地からの研究結果を示している。また後述する「坑内水対策研究会」により常磐炭田地域の地下水に関して幅広く研究が行われている。

常磐炭田地域には、白亜系、阿武隈帯の古期岩類から古第三系、新第三系、第四系に至る多くの地質が分布する。本地域の地質層序について、柳沢ら（1989）による地質層序区分を引用して図 7 に示す。また周辺地域も含む地質分布の概要図を竹谷ら（1990）の文献より引用して図 8 に示す。

時代 Age	層群 Group	累層 Formation	層厚 Thickness (m)	柱状図 Columnar section	岩相 Lithology	
Quaternary	沖積層 Alluvium				Gravel, sand and silt	
	段丘堆積物 Terrace deposits				Gravel, sand and silt	
Pliocene	仙台層群 Sendai G.	上部 Upper	富岡層 Tomioka F.	100		Sandy mudstone
		下部 Lower	広野層 Hirono F.	220		Sandy mudstone
Miocene	多賀層群 Taga G.	下部 Lower	四倉層 Yotsukura F.	50		Coarse grained sandstone
			南磯鷗層 Minamiisowaki F.	40		Sandy mudstone
	高久層群 Takaku G.	下高久層 Shimotakaku F.	130		Mudstone	
		沼之内層 Numanouchi F.	70		Fine-grained sandstone	
	白上層群 Shirado G.	上高久層 Kamitakaku F.	70		Coarse-grained sandstone	
		中山層 Nakayama F.	170		Conglomerate, tuffaceous sandstone, mudstone and tuff	
	湯長谷層群 Yunagaya Group	平層 Taira F.	300		Cross-bedded sandstone	
		平層 Taira F.	300		Mudstone	
		亀ノ尾層 Kamenoo F.	100		Sandstone and tuff breccia	
		水野谷層 Mizunoya F.	100		Thin-bedded mudstone	
		水野谷層 Mizunoya F.	100		Sandstone and mudstone	
		五安層 Goyasu F.	200		Sandstone	
Early Oligocene	白水層群 Shiramizu G.	滝層 Taki F.	150		Sandstone, mudstone, lignite and tuff	
		白坂層 Shirasaka F.	150		Gray mudstone	
		浅貝層 Asagai F.	100		Fine-grained sandstone	
		石城層 Iwaki F.	250		Conglomerate, sandstone, mudstone and coal	
Late Cretaceous	双葉層群 Futaba G.	玉山層 Tamayama F.	100		Coarse-grained sandstone	
		笠松層 Kasamatsu F.	140		Sandstone and mudstone	
		足沢層 Ashizawa F.	200		Fine-grained sandstone	
	阿武隈変成岩類・火成岩類 古生界				Amphibolite Sandstone limestone and slate Granitic rocks	

図 7 常磐炭田北部地域の模式地質柱状図



竹谷ほか (1990) より引用

図 8 常磐炭田地域の地質平面図

2. 4. 2 地層各説

○基盤岩類

基盤岩類はおもに阿武隈変成岩類（御斎所変成岩類）、花崗岩類などからなる。阿武隈変成岩類は角閃石黒雲母片岩、緑色片岩、角閃岩などからなる。御斎所変成岩中のチャートからはジュラ紀を示す放散虫化石が同定されている（Hiroi, Y., et al., 1987）。古生層は八茎地区周辺に分布する高倉山層群（Yanagisawa, 1967）、八茎変成岩がある。花崗岩類は上記変成岩類、古生層を貫いて広く分布し、白亜期に貫入したとされている。また塩基性岩類も二ッ箭断層北部や水石山周辺、田人地区に分布が見られる。

○双葉層群

白亜系の双葉層群は下位より細粒砂岩を主とする足沢層、泥岩を主とする笠松層、および主に粗粒砂岩からなる玉山層に分けられ、基盤岩類を不整合に覆っている。全体として東に傾く同斜構造をしている。地表では二ッ箭断層以北の双葉地区にのみ分布するが、常磐地区東方の試錐結果からは石城北部地区の地下にもその分布があることが確認されている。双葉層群は基盤岩類を不整合に覆い、第三系によって不整合に覆われている。

○白水層群

白水層群は第三系の最下部を構成する古第三系漸新統の地層で、下位より石城層、浅貝層、白坂層よりなる。

石城層は下部は主要な稼行対象となった石炭層を挟み、砂岩、礫岩の互層からなる。中部は砂岩、礫岩、上部は塊状の砂岩を主とする。

浅貝層は細粒砂岩からなり、貝化石を産する。

白坂層は一般に無層理の頁岩からなり節理の発達が顕著である。地下水浸透に対して顕著な遮蔽層となると考えられている。

○湯長谷層群

湯長谷層群は新第三系の最下部を構成する地層であり、下位より柵平層、五安層、水野谷層、亀ノ尾層、平層よりなる。本層群最下部層である柵平層は下位の先第三系を不整合に覆うが、地域によっては同層を欠き、五安層が直接不整合で先第三系に接している。本層名に関しては研究者によって柵平層、滝夾炭層の両方の名称が使用されているが、本報告書では三井（1972）の考え方にしたがって、滝夾炭層も一括して「柵平

層」の層名を用いる。柵平層～平層は湯長谷層群全体として海進相から海退相へと大局的な変化を示し、一つの堆積輪廻を示すと考えられる。

柵平層は礫岩、中～粗粒砂岩、流紋岩質凝灰岩などからなり、上部には泥岩および亜炭層が挟在する。柵平層の分布は北茨城地区、上遠野地区、四倉町以北にそれぞれ独立した分布が見られる。凝灰岩は北部の四倉から広野にかけて主な分布がある。

五安層はしばしば基底礫岩を伴い、礫質の中粒～粗粒砂岩からなり、上部は細粒砂岩を主として泥岩、亜炭層を挟む。岩相、層厚とも側方への変化が著しい。五安層は柵平層分布域では同層を整合に覆うが、他の地域では先新第三系を不整合に覆う。本層は地下水の賦存量の多い顕著な帯水層であることが多い。

水野谷層は全体として泥岩と砂岩の互層をなす。一般に下部は泥岩が優勢、上部は砂岩が優勢となる。

亀ノ尾層は珪質な板状の頁岩からなり、中～粗粒砂岩を夾有する。本層は顕著な層理の発達などの特徴から常磐地区における有効な鍵層となっている。

平層は上矢田砂岩部層、石森山凝灰角礫岩部層、本谷泥岩部層、三沢砂岩部層の4部層に分けられる。上矢田砂岩部層と石森山凝灰角礫岩部層はほぼ同時期のものと考えられ、その上位に本谷泥岩部層、および本谷泥岩部層と一部指交して相対的に上位に三沢砂岩部層が堆積する関係となっている。上矢田砂岩部層は細粒～中粒の砂岩からなり泥岩の薄層を挟む。石森山凝灰角礫岩部層はいわき市石森山周辺にのみ分布し、輝石安山岩および角閃石安山岩質凝灰角礫岩、同質の礫からなる礫岩などからなる。本谷泥岩部層は一般に塊状の泥岩からなり、上部と下部では層理が発達する。本部層は貝化石、有孔虫化石を多産する。三沢砂岩部層はクロスラミナの著しい礫質の中～粗粒砂岩からなっている。

○ 中山層

中山層は下位の湯長谷層群を不整合（一部整合）に覆う。本層の下部は礫岩、礫質砂岩、細粒凝灰岩よりなり、また上部は浮石質あるいは砂質の凝灰岩が卓越する。研究者によってこれを吉野谷礫岩砂岩部層と南白土凝灰岩部層とに二分して設定している場合がある。いずれも酸性火砕岩に富むことで特徴づけられる。

○ 高久層群

高久層群は下位の中山層を軽微な平行不整合で覆い、泉～植田地域および高久地域にのみ分布する。本層群は下位より上高久層、沼ノ内層、下高久層よりなる。常磐炭礫においては古い時期には高久層群相当層以上の第三系については広義の多賀層群に含め

て一括して取り扱っていた経緯がある。

上高久層は礫質粗粒砂岩からなり上方へ向かって細粒化する。最下部は円～垂円礫で、下位の中山層を軽微な平行不整合で覆う。中～上部は斜交層理が発達し浮石を含むようになる。

沼ノ内層は淘汰の良い凝灰質の中～細粒砂岩よりなり、上方に向かい細粒化する。貝化石を多産し、貝殻や浮石の密集により層理面を形成することがある。

下高久層は主に砂質泥岩からなり細粒砂岩の薄層をしばしば挟む。本層中部には浮石質凝灰岩層が挟在する。

○多賀層群

多賀層群は高久地域を除く常磐地域のほぼ全域で新第三系の最上部層を構成するが、地域により地層の名称が異なり、時代にも差があることが明らかとなってきたため見直しが進められている。柳沢ほか（1989）は常磐炭田北部の調査結果から従来の多賀層群を時代的に二つに分け、そのうち中部中新統の部分を多賀層群（狭義）に定義し、また鮮新統の部分は仙台層群に対比している。多賀層群は主に緑灰色の砂質泥岩または細粒砂岩からなる。地域により九面層、照島層、渚層、四倉層、南磯脇層、広野層などに区分されている。

研究対象地域内の多賀層群は、南部の泉、勿来間に分布する。主に中部中新統の竜宮岬層、鮮新統の照島層とがある。

柳沢（1989）にしたがえば、竜宮岬層は狭義の多賀層群に、四倉層、照島層は鮮新統の仙台層群にそれぞれ対比される。

○第四系

第四系は石英質の中粒砂からなる四倉地区の袖玉山層、主に粗粒砂からなる楢葉富岡地区の竜田層、および段丘構成層、沖積層からなる。

建設省・福島県(1966)では、洪積層を下部砂層・下部粘土層・最下部層ほかに、また沖積層を最上部層・上部砂層・上部粘土層に分けている。

洪積層は5段程度の段丘表面に載る未固結の砂礫・シルトなどから成る段丘礫層と、海岸付近の段丘や平野部の旧河道を埋積する砂礫・粘土層からなる。埋積谷の中心には、下記沖積層の最上部層や上部層の下に、下部層が狭長に分布する。下部層はシルト混じり砂層と貝殻混じりシルト粘土層とから成る。いわき市の海岸平野では深度5～40 mに厚さ30 m以下の下部層が、小名浜港沖の海底にまで連続している。下部層の分布幅は現海岸付近ではごく狭いが、内陸部に向かって幅を広げながら延々と入り込み、現海

岸から数km奥地でも汽水性～浅海性の化石を介在している。これに対し、平地区では、下部層はほとんど認められない。

沖積層は谷底平野や海岸平野を形成する未固結砂礫～シルト・粘土層からなり、最大40mに達する。最上部層は平野部では一般に厚さ10m以下で、浜堤部や現河道以外の氾濫原では薄い。上部層は海岸平野では細～中粒砂層だが、谷底平野では砂礫分が多い。層厚は最大20m以上であるが、一般には10m以下であることが多い。

建設省・福島県（1966）による常磐地区の第四系に関する地盤地質区分は、表1のように示されている。

表 1 常磐地区第四系地質層序区分表

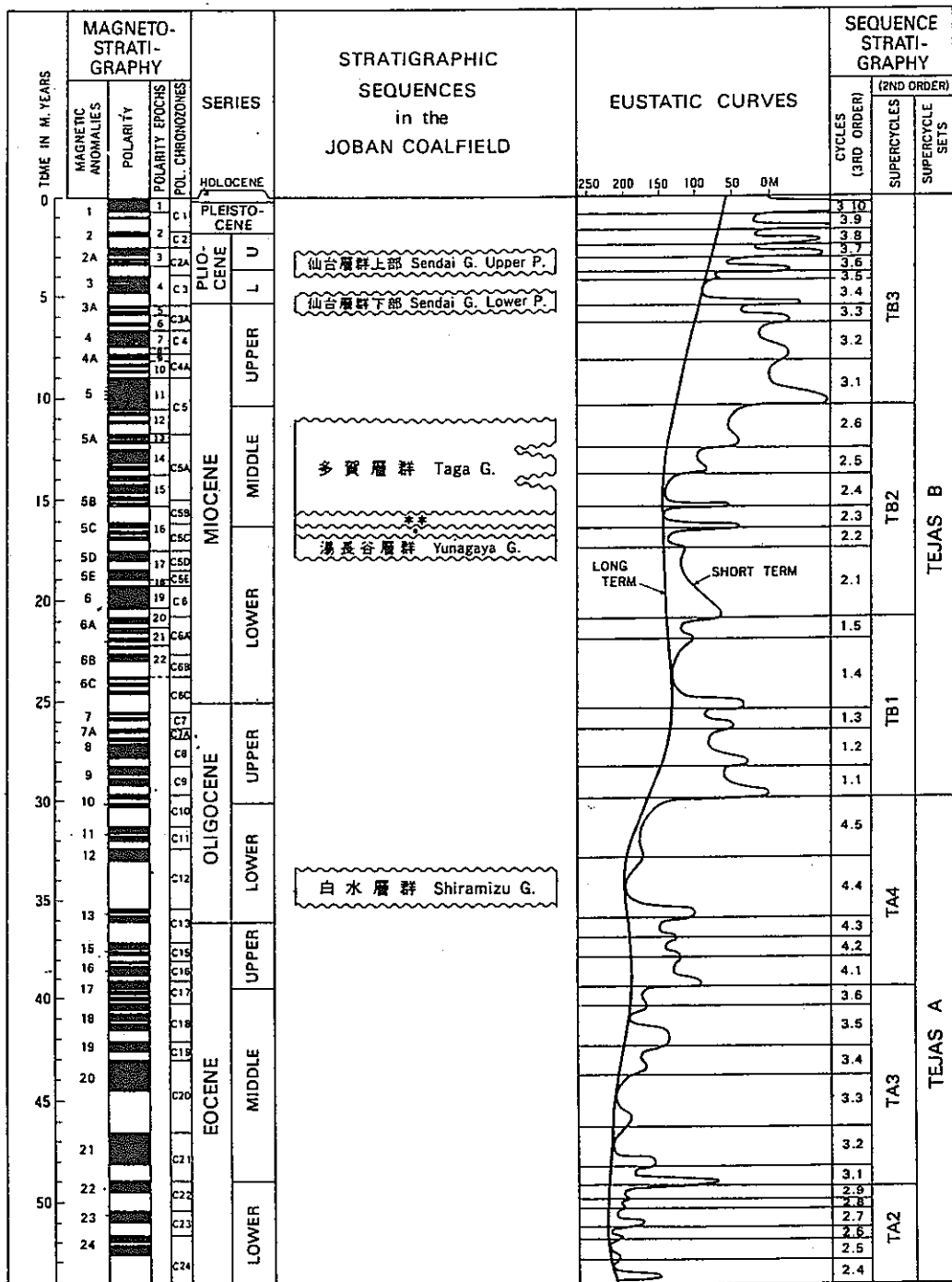
（建設省・福島県(1966)）

時 代		地質学的区分		地盤地質区分		
新 生 代	第 四 紀	沖 積 世		沖 積 層		最 上 部 層 Um 上 部 砂 層 US 上 部 粘 土 層 UC
		洪 積 世	最新期	最下位（埋没）段丘層		下 部 砂 層 LS 下 部 粘 土 層 LC
			新 期	下位段丘層		最 下 部 層 Lm
			中 期 古 期	中位段丘層 上位段丘堆積層 袖玉山層		基 盤 土 層 B
	第 三 紀	鮮 新 世	多賀層群 高久層群	多賀層群	第 三 紀 層 T	基 盤 岩 層
		中 新 世	白土層群 湯長谷層群			
		漸 新 世	白水層群			
	白 亜 紀		双葉層群		古 期 岩 類 層 O	B R
	中 生 代		新・古期花崗岩類 阿武隈変成岩類			
	古 生 代		古 生 層			

2. 4. 3 各地層群の関係

新第三系の各層群の関係は平行不整合であることが多いが、高久層群と多賀層群の間は傾斜不整合となっている。福島県常磐地区の地盤（建設省・福島県,1966）は、これら第三系の地史を次のように解釈している。白水層群は阿武隈山地が沈降し、瀕海～浅海沖合部が変わっていった白水海進時の堆積物である。湯長谷層群は淡水～汽水～瀕海の揺動帯から、浅海～深海泥帯に移った後、急速に浅海～瀕海に移り変わる時期の堆積物である。この時期の湯長谷海進は火成活動の開始と共に海退に転じたが、現在の海岸地帯が陸化する以前に白土海進が始まり、浅海中に白土層群が堆積した。高久層群と多賀層群も瀕海から浅海沖合部へ移る間の堆積物である。

常磐炭田地域の第三系の堆積や不整合の形成は、従来、主に構造運動で説明されてきた。柳沢ら(1989)は、常磐炭田地域の第三系各層群の詳細な時代分布と凡世界的な海水準変動曲線とを比較し、堆積期間は高海水準期に、不整合やハイエイタスの期間は低海水準期に良く一致することから、本地域の第三系の堆積作用は構造運動ばかりでなく凡世界的海水準変動にも強く規制されたと報告している（図 9）。



** 高久層群 (Takaku G.)
 * 白土層群 (Shirado G.)

図 9 常磐炭田の層序と海水準変動曲線 (Haq et al., 1988) との対比

2. 4. 4 地質構造

○主要断層

常磐地区での主要な断層は、二ツ箭断層群、赤井断層群、白坂断層群、烏館断層群、湯の岳断層群、山田断層群などがあげられる。須貝ほか（1957）による断層系統図を示す。それらの一般的な傾向は以下のようにまとめられる。1）双葉断層、山田断層、平潟断層を除けば多賀層群を切る顕著な断層は存在しない。2）顕著な逆断層は双葉断層群だけである。3）走向が北西－南東から東－西をへて東北東－西南西になる正断層が顕著である。4）主要断層には数条ずつ雁行するか離合しながら断層群を形成して北西－南東ないし東西方向に走るものが多い。

これらの主要な断層は、常磐炭田の石炭層を分断し、それぞれに分離した多くの炭礦、坑口を開削する結果をもたらしている。

またいわゆる活断層（第四紀断層）については、東京大学出版会「日本の活断層」によれば、常磐地区周辺に分布するものとしては、以下の断層があげられている。

双葉断層

足沢断層

二ツ箭断層

赤井断層

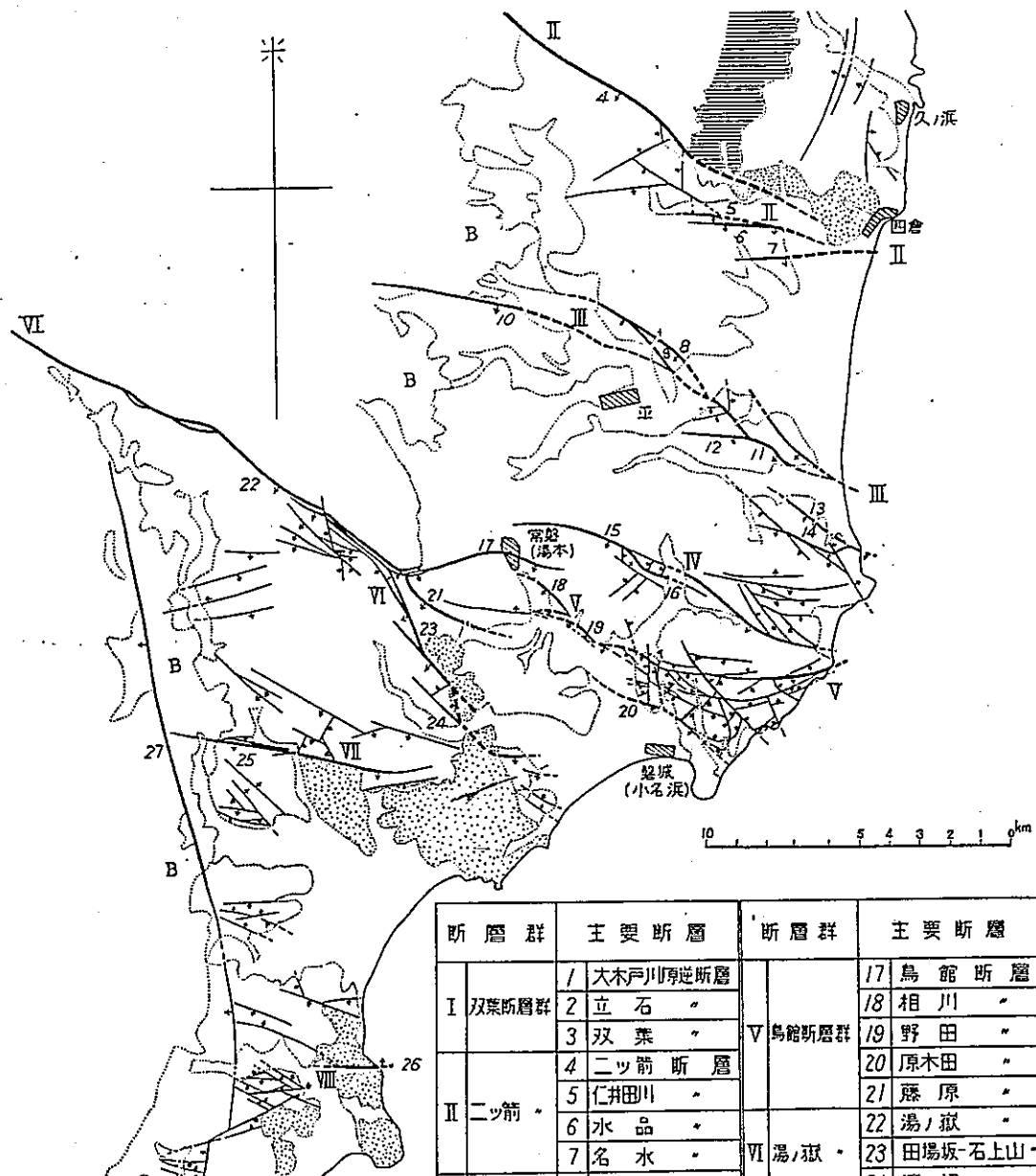
湯ノ岳断層

井戸沢断層

ここでの活断層とは、地質年代の区切りである第四紀、すなわち 200 万年前から現在までに動いたとみなされる断層として定義されているものである。

○地質構造

常磐炭田地域を構成する第三紀層の地質構造上の特徴は、中期中新世の高久層群以下の地層は、各層群との関係が平行不整合的（一般に西側ほど浸食の度合いが高いとされる）であり、NW－SE 方向および NNW－SSE 方向の断層により分断される地塊ごとに緩い盆状構造を持ち、全体に海側に傾斜しているのに対し、その上位の多賀層群は、高久層群以下の地層や中・古生層を傾斜不整合で覆っており、傾斜 10 度以下の緩い波状構造を呈していることである。NW－SE 方向および NNW－SSE 方向の断層は S～SW～W 側落ちの正断層である。



凡 例

B 先白堊紀層
||||| 白堊紀層
●●●●● 多賀層群
 〰 存在断層
 — 正断層 } 大きさは垂直落差の大小を示す。
 - - 逆断層

断層群	主要断層	断層群	主要断層	
I 双葉断層群	1 大木戸川岸逆断層	V 鳥館断層群	17 鳥館断層	
	2 立石 "		18 相川 "	
	3 双葉 "		19 野田 "	
4 ニッ箭断層	20 原本田 "			
II ニッ箭	5 仁井田川 "	VI 湯ノ獄	21 藤原 "	
	6 水品 "		22 湯ノ獄 "	
III 赤井	7 名水 "	VII 山田	23 田場坂-石上山	
	8 平窪 "		24 渡辺 "	
	9 大室 "	VIII 平瀧	25 山田 "	
	10 赤井 "		26 平瀧 "	
	IV 白坂	11 山崎 "		27 井戸沢 "
		12 竜沢 "		28 駒木 "
		13 沼ノ内 "		29 山口 "
14 辨天池 "		30 松井 "		
15 白坂 "				
16 米田 "				

須貝ほか (1957) より

図 10 常磐炭田地区の断層分布図

恒石(1966,1984,1978) は、これら NW-SE 方向および NNW-SSE 方向の断層群は、白亜紀中期に横ずれ断層として形成され、長い休止期間を経て第三紀以降に縦滑りの断層として再活動したと考えた。以下、NW-SE 方向および NNW-SSE 方向の断層のうち比較的良く研究されている代表的なものを大槻ほか(1977)などにもとづいて概説する。

常磐炭田地域のブロック構造を形成する NW-SE 方向の断層はほとんどが正断層で、このうち規模の大きいものとして、ニッ箭断層・赤井断層・白坂断層・湯の岳断層などがある(図 10)。このうちニッ箭断層は、NW-SE 走向 SW 側落ちの正断層であるが、Mitui(1971)は先第四紀に活動し、また中川(1961a)はこの断層による段丘の変位を報告している。さらに中川は、第Ⅲ段丘面にはこの断層により 35 m の比高差が認められるが、断層北東側に非海成層が分布することを考慮し、真の変位量は、約 20 m と推定している。第Ⅲ段丘面は関東地方の下末吉面(12~13 万年前に形成)に連続することが確認されているので、ニッ箭断層の平均変位速度は、年間約 0.2mm と考えられる。

一方 NNW-SSE 方向の断層は、いずれも垂直に近い断層面を持ち、その代表的なものとして、双葉破碎帯・畑川破碎帯・井戸沢断層・棚倉破碎帯が挙げられる。このうち双葉破碎帯は、常磐炭田地域では陸域になく、海域に延長される。この断層は、阿武隈山地北部の東縁を境する断層で、先第四紀に直線的ではほぼ垂直な断層として形成され、第四紀には左水平ずり運動したことが報告されている。第四紀の水平運動速度は、毎年平均 0.3~0.5mm と推定されている。

第四紀層については、常磐海岸では全般に阿武隈山地側から海側にむかって傾動しながら、盆状構造を伴う地塊運動を起こし、凡世界的な海水準変動に伴い相対的地盤上昇を繰り返しながら堆積したと考えられるが、常磐炭田地域に限って段丘の発達は不明瞭で、代わりに沖積平野が比較的広く発達していることを、建設省・福島県(1966)は第三紀層の構造を規定したような盆状構造を造る地殻変動が最近まで続く傾向にあるためと説明している。

2. 5 海域の地質

2. 5. 1 海域の地質資料

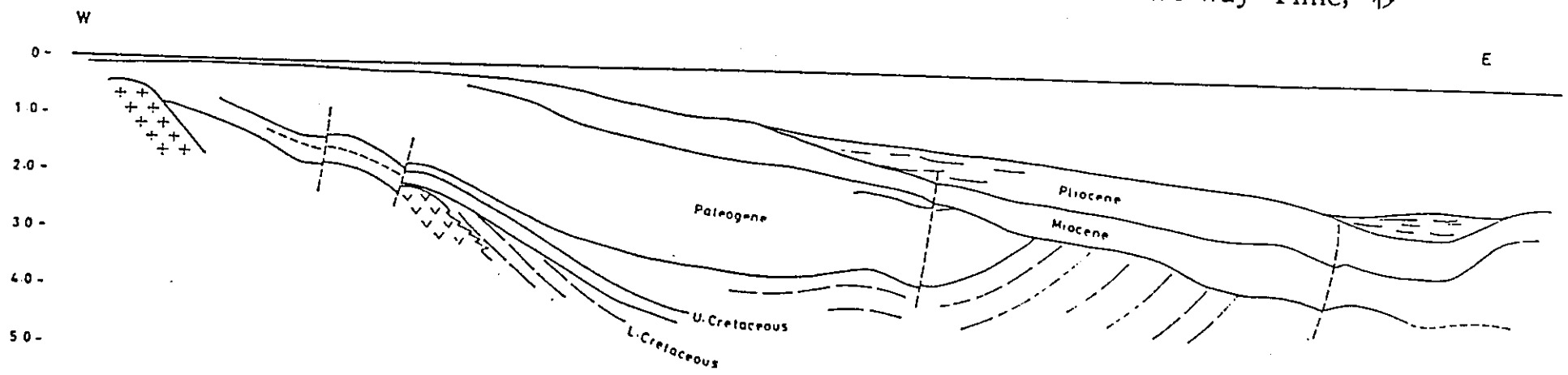
1960年代には、陸域に分布する地層が海側に傾斜することから、堆積盆の中心は海域にあることが推定されていたが、1970年代以降に実施された石油やガスの探鉱を目的とした物理探査やボーリング調査の結果、常磐沖には列島伸長方向に平行な長軸を持つ第三紀層の堆積盆地が存在し、この中心部に向かって地層が厚化していることが明らかになった。この堆積盆地は前弧堆積盆であり、常磐沖堆積盆地または阿武隈堆積盆地と呼ばれる。同堆積盆地は、その東方を阿武隈リッジと呼ばれる白亜系またはそれより下位の地層から成る基盤岩の背斜部に東側を限られている。常磐沖堆積盆地およびリッジの大部分は大陸棚上に位置する（図 11）。

さらにこのリッジの東方には外側堆積盆地があり、新第三系や第四系が基盤岩を覆っているが、リッジ西方の内側堆積盆地である常磐沖堆積盆地に分布する地層との連続性などの詳細は不明である。

陸域の地層は断層により分断されブロック化しているため、海域の層序との対比は必ずしも明確ではないが、震探記録・ボーリングコアの岩相・有孔虫・藻類化石・石灰質ナノ化石などの資料を基に、基本的には沿岸から沖の堆積盆地中心部に向かって厚層化していると考えられている。小松(1979);天然ガス鉱業会・大陸棚石油開発協会(1992)などによれば、下部中新統は古第三系を不整合に覆い、中部中新統に顕著な傾斜不整合で被われ、陸域と同様に東西および南北方向の走向を有する断層が発達すると考えられている（図 12）。

以上の地質を覆う第四紀層は、震探解釈と海域坑井試資料から、浅海性のシルト層～砂層を主体とし、約 550 m～1000 mの層厚が確認されている。

縦軸は Two-way Time, 秒



0 5 10 km

小松 (1979)

図 12 北上沖の地震反射断面模式図 (東西方向)

2. 5. 2 陸域と海域の地質対比

○古第三系

天然ガス鉱業会・大陸棚石油開発協会(1992)などによれば、常磐沖堆積盆地に分布する古第三系は、常磐炭田地域の陸域の磐城夾炭層を含む白水層群に対比され、層厚が約800～1000 mとなっている。阿武隈リッジ付近では、第三紀層はリッジにアバットまたはオンラップし、リッジ上には古第三紀層は分布しない(図 13)。このことから、古第三紀にはリッジは既に存在したものと考えられている。

○新第三系

陸域では下部中新統は中部中新統の多賀層群に不整合に覆われているが、海域では下部中新統を上部中新統が直接覆っており、海域では中期中新世に褶曲・断層を形成した造構運動の発生やハイエイタスが推定される(図 14)。

また下部～中部中新統は阿武隈リッジ上およびその東方に広く分布し、この時代にはリッジとその東西の堆積盆地は連続した堆積場であったと思われる。

常磐炭田地域の陸域の下部中新統の堆積環境は、竹谷ほか(1990)によれば、最下部の湯長谷層群滝層は汽水域、五安層は汽水～極浅海域、水野谷層下部は内部亜沿岸帯、亀ノ尾層は内部亜沿岸帯～中部漸深海帯以深、平層の泥岩部は中部漸深海帯以深～内部亜沿岸帯、白土層群の中山層は亜沿岸帯、高久層群の下高久層は亜沿岸帯～上部漸深海帯である。

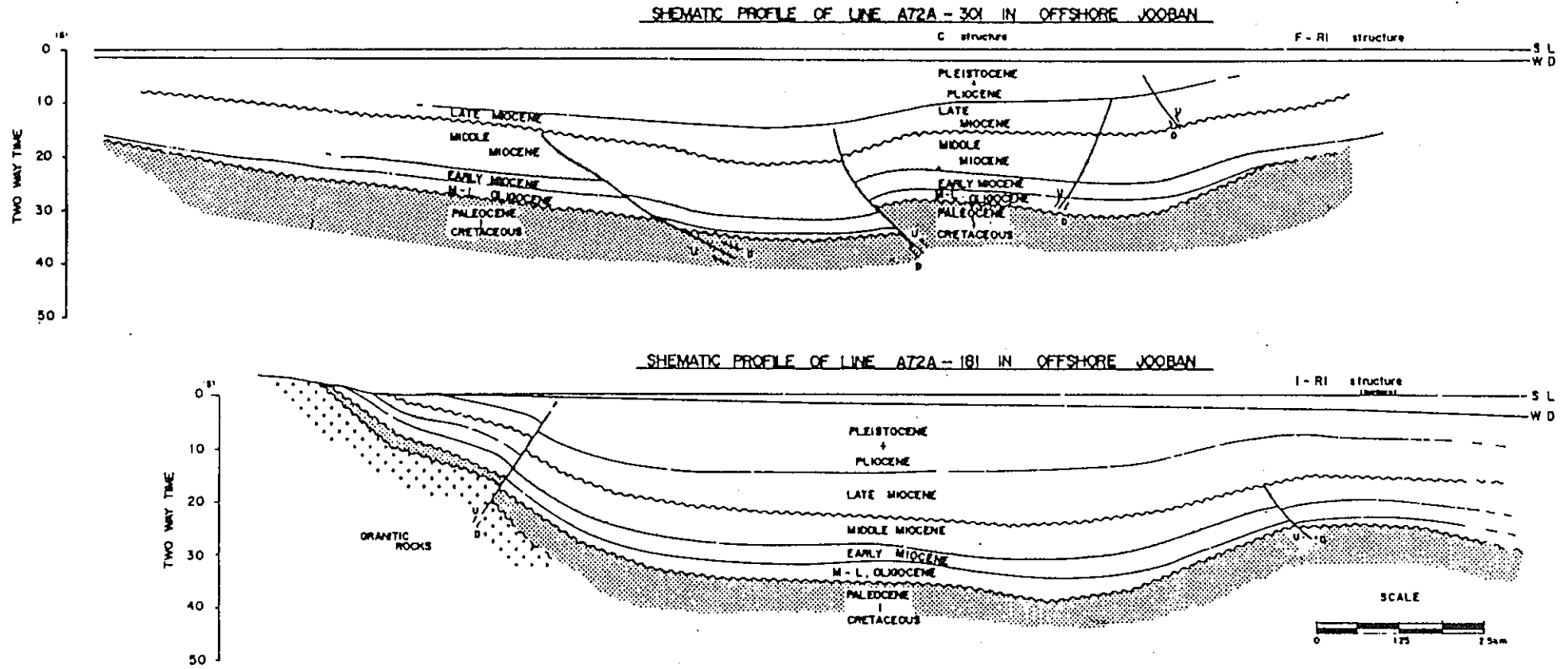
岩田(1995)は、この解釈と海域坑井試資料と震探解釈をもとにこの地域の海域と陸域の層序対比を試みた。その結果各層準の岩相変化を考慮して、竹谷ほか(1990)の模式層序を、汽水性の滝層、気水～極浅海性の五安層、内部亜沿岸性の水野谷層下部は海退期の、また内部亜沿岸性～中部漸深海性の水野谷層上部および亀ノ尾層は海進期の堆積物と解釈した。さらにその上位の平層の下部～中部を海進期、平層中部～上部が海退期、中山層下部～上部が海進期、上高久層～下高久層が海退期の堆積物と解釈した(図 15)。そして陸域の下部中新統最上部の高久層群を海域の DS-C6 の海進期堆積体に対比させ、その下位のシーケンスを順に対比して各堆積シーケンスの形成時間は百万年オーダーであり、Vail et al(1991)の第 3 オーダーシーケンスに相当すると考えた。

○広域に認められるハイエイタス

米谷(1985)は鹿島沖・御前崎沖の 2 海域試錐資料を用いて、東北日本の第三系に一般的に認められるハイエイタスについて有孔虫・珪藻化石の産状にもとづき、以下の考察

を行った（図 16）。

中期中新世と後期中新世のハイエイタスは、いずれの場合もその直上と直下の底生有孔虫化石の群集組成が全く変わらないことから、水深 2000 m 以深の深海域で起きたもので、気候の寒冷化に伴う底層流の強化に起因すると考えた。一方鮮新世最後期～更新世のハイエイタスは、その直下の底生有孔虫化石の群集組成が中部深海以深の深海域を示すのに対して、その直上では上部深海～陸棚域を示す群集から構成され、同時に直上部の泥層中にカオリナイトが急増することなどから、このハイエイタスは造構運動に伴う削剥によるものと推定した。



上：磐城沖ガス田（C構造）を通る東西断面図

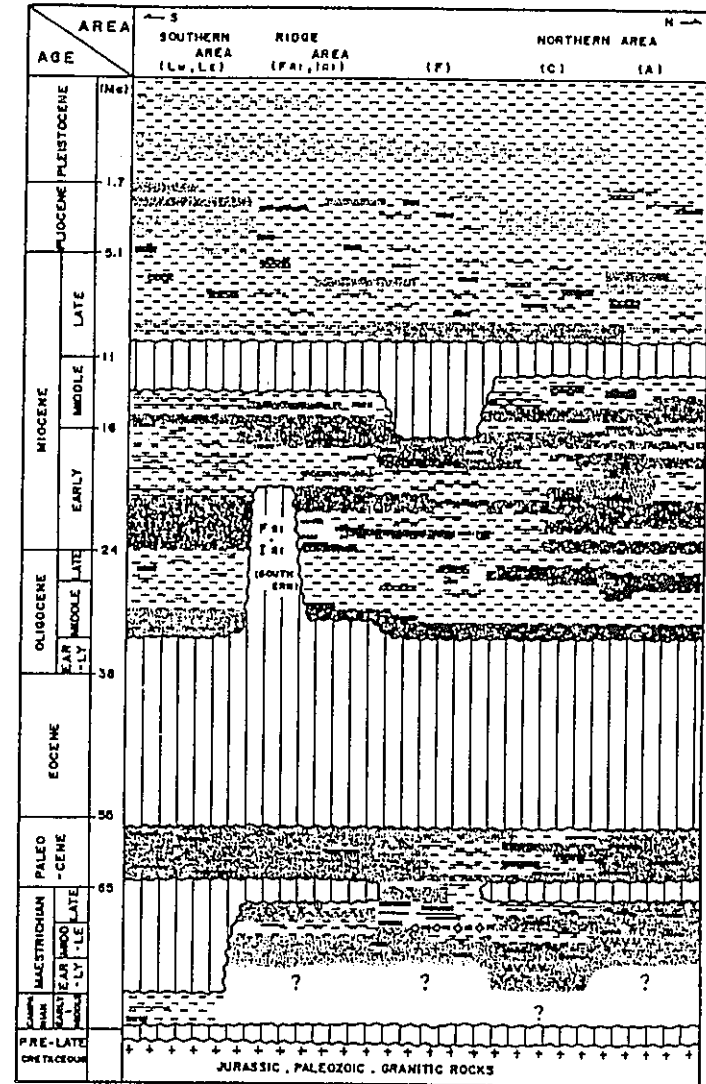
下：茨城県沖合東西断面図

天然ガス鉱業会ほか（1979）

図 13 常磐沖の地震反射断面模式図（東西方向）

時代 Age	層群 Group	累層 Formation	層厚 Thickness (m)	柱状図 Columnar section	岩相 Lithology	
Quaternary	沖積層	Alluvium			Gravel, sand and silt	
	段丘堆積物	Terrace deposits			Gravel, sand and silt	
Pliocene	仙 台 層 群 Sendai G.	富岡層	100		Sandy mudstone	
		広野層	220		Sandy mudstone Coarse grained sandstone	
Miocene	仙 台 層 群 Sendai G.	四倉層	50		Sandy mudstone	
		南磯崎層	40		Conglomerate Sandy mudstone	
	多賀層群	Taga G.				
	高久層群	下高久層	Shimotakaku F.	130		Mudstone
		沼之内層	Numanouchi F.	70		Fine-grained sandstone
		上高久層	Kamitakaku F.	70		Coarse-grained sandstone
	白土層群	中山層	Nakayama F.	170		Conglomerate, tuffaceous sandstone, mudstone and tuff
		平層	Taira F.	300		Cross-bedded sandstone
	湯長谷層群	亀ノ尾層	Kamenoo F.	100		Sandstone and tuff breccia
		水野谷層	Mizunoya F.	100		Thin-bedded mudstone
五安層		Goyasu F.	200		Sandstone and mudstone	
滝層		Taki F.	150		Sandstone	
滝層		Taki F.	150		Sandstone, mudstone, lignite and tuff	
Early Oligocene	白水層群	白坂層	150		Gray mudstone	
		浅貝層	Asagai F.	100		Fine-grained sandstone
		石城層	Iwaki F.	250		Conglomerate, sandstone, mudstone and coal
Late Cretaceous	双葉層群	玉山層	100		Coarse-grained sandstone	
		笠松層	Kasamatsu F.	140		Sandstone and mudstone
		足沢層	200		Fine-grained sandstone	
	阿武隈変成岩類・火成岩類 古生界				Amphibolite Sandstone limestone and slate	
					Granitic rocks	

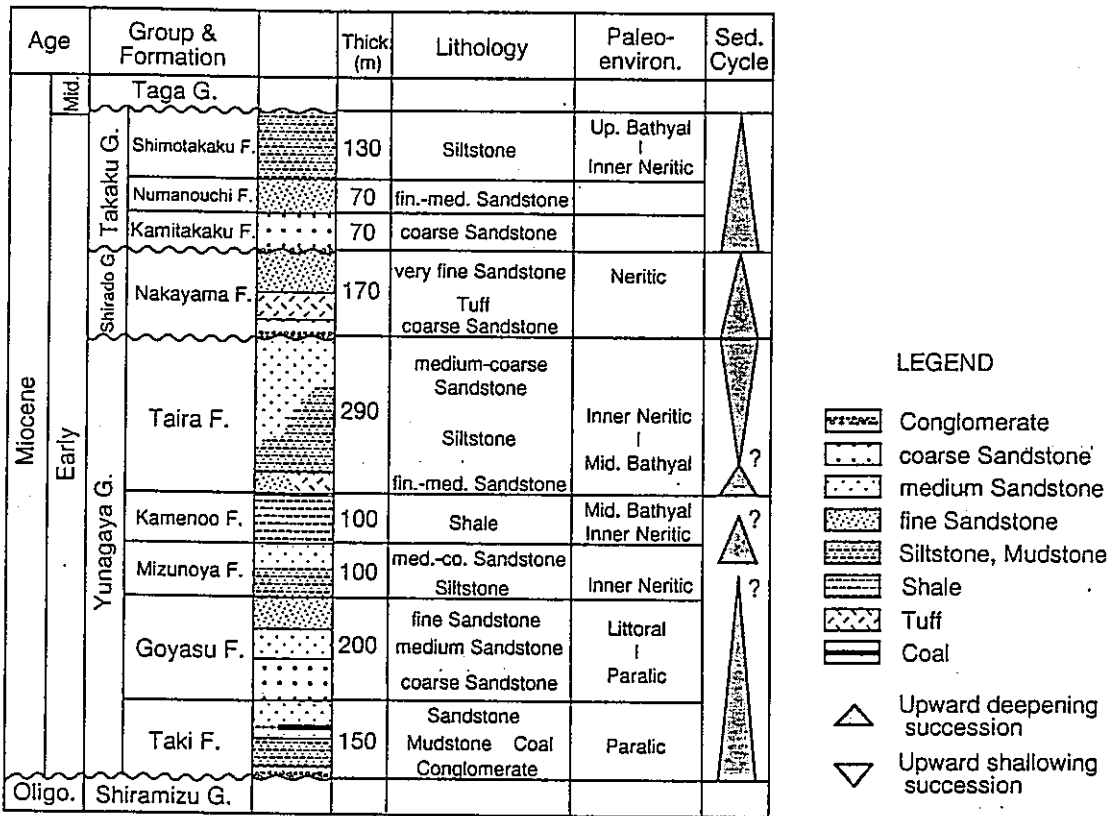
陸域：柳沢ほか（1987）



海域：天然ガス鉱業会ほか（1979）

図 14 常磐炭田地域の陸域と海域における模式地質層序の比較

JOBAN COAL FIELD



Type stratigraphic log of Lower Miocene section in onshore Joban Coal Field (modified from Sugai et al., 1957; Yanagisawa et al., 1989; Taketani et al., 1990). See the lithology column for explanation of the graphic lithology column.

図 15 常磐炭田地域の層序と海水準変動模式図

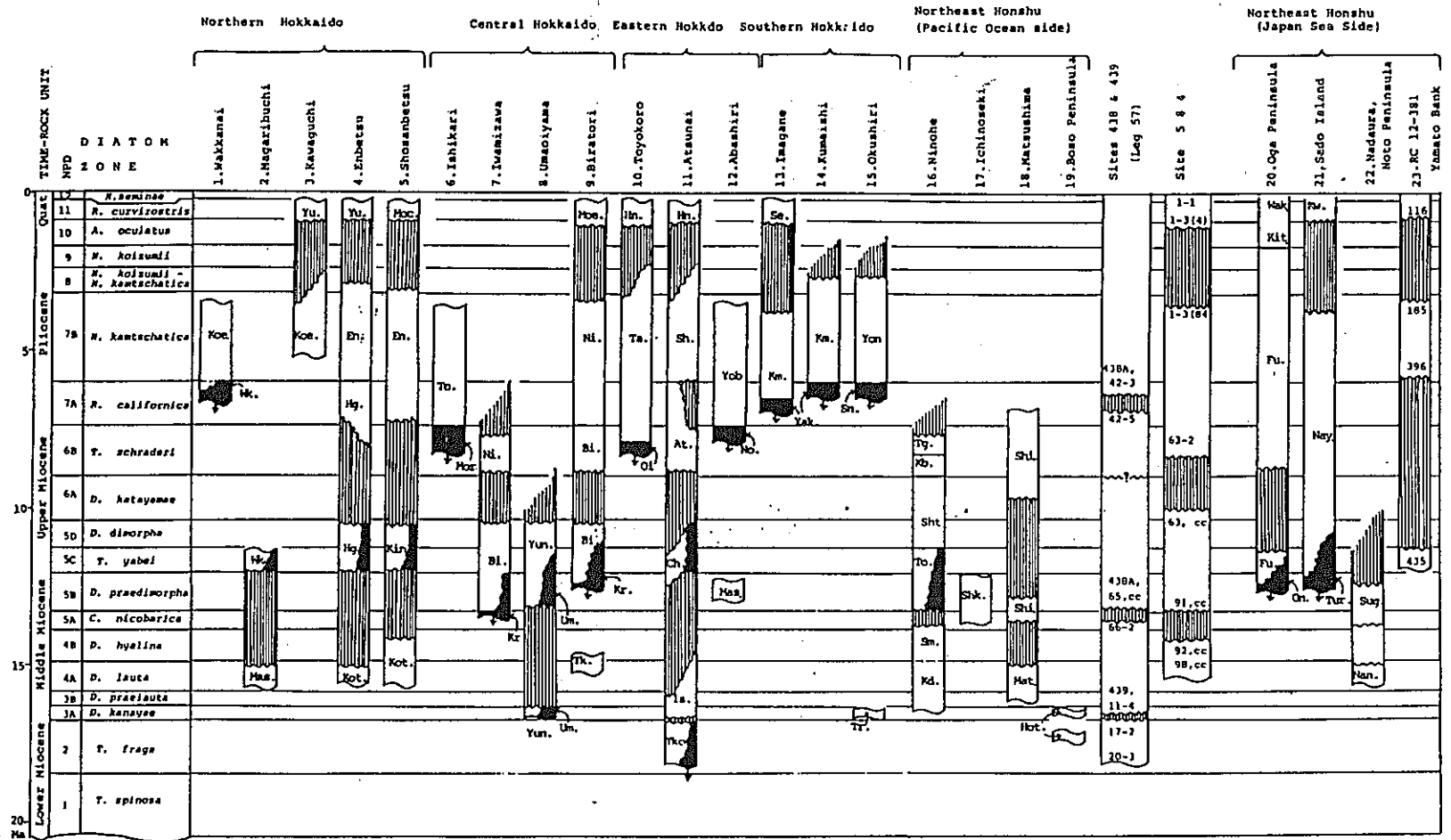


図5 珪藻化石層序にもとづく北海道、東北日本新第三系の対比と Hiatus の層序学的位置。1. Koe(声間), Wk.(稚内), 2. Mas.(増幌), 3. Yu.(勇知), 4. En.(遠別), Hg.(東野), Kot.(占丹別), 5. Moe.(茂築別), Ki.(金駒内), 6. To.(当別), Mor.(望来), 7. Ni.(荷葉), Bi.(平取), Kr.(軽舞), 8. Yun.(由仁), Um.(馬追山), 9. Moe.(崩別), Tk.(滝の上), 10. Hn.(本別), Ta.(大樹), Oi.(生花苗), 11. Shi.(白糠), At.(厚内), Ch.(直別), Is.(石井沢), Tk.(常室), 12. Yob.(呼入), No.(能取), Mas.(鱒浦), 13. Se.(瀬棚), Km.(黒松内), Yak.(八雲), 15. Yon.(米岡), Sn.(千畳), Tr.(釣懸), 16. Tg.(丹川), Kb.(久保), Sht.(舌崎), To.(留崎), Sm.(末の松山), Kd.(門ノ沢), 17. Shk.(下黒沢), 18. Shi.(志田), Mat.(松島湾), 19. Hot.(保田), 20. Wak.(脇本), Kit.(北浦), Fu.(船川), On.(女川), 21. Kw.(河内), Nay.(中山), Tur.(鶴子), 22. Sug.(姿), Nak.(中波), 黒塗りの部分: 硬質頁岩, 縦線模様: Hiatus(Akiba, in press)

米谷ほか (1986)

図16 北海道・東北日本新第三系の対比とハイエイタスの層序学的位置

2. 6 常磐炭鉱の概要

2. 6. 1 常磐炭鉱の主要構造

常磐炭鉱における基本的な鉱区区分と名称、坑内構造について、常磐炭鉱の坑内図の概略を次ページに示す。石炭層はほぼ一定に東傾斜で分布し、大きな断層により分断されて発達している。

坑内構造については主要坑道の構造図も記しているが、昭和46年の磐城礦業所閉山時に残されていた主要坑は、北から内郷住吉本坑、内郷綴(つづら)坑、湯本五坑、湯本六坑、鹿島坑、磐崎本坑、新磐崎坑である。このような坑口は、落差数百mにおよぶ大断層によって石炭鉱床の分断があるため複数設けられたものである。各坑区と主要断層の関係は次のようになっている。

表 2 主要断層と常磐炭鉱各坑との関係

断層との位置関係	坑 名		鉱区の大区分
赤井断層～白坂断層	内郷坑	住吉本坑	東 部 礦
		綴坑	
	湯本五坑		
鹿島坑			
白坂断層～相川断層	湯本六坑		
烏館・相川断層～ 田場坂・石上山断層	磐崎本坑		西 部 礦
	新磐崎坑		

上記各断層は何れも東西性の南落ちのものであり、これらの断層によって切られた石炭層はステップ状に繰り返し発達している。閉山は東部鉱が1971年、西部鉱が1976年であり、西部鉱における採掘をもって完全に坑内での操業を終了した。

坑道は現在、坑口部あるいは坑道途中でコンクリート等により閉塞されている場合が多い。坑内はすべて水没していると考えられる。立坑は幾つかが閉塞されずに残っており、現在でも水位の回復状況の観測を一部で行っている。

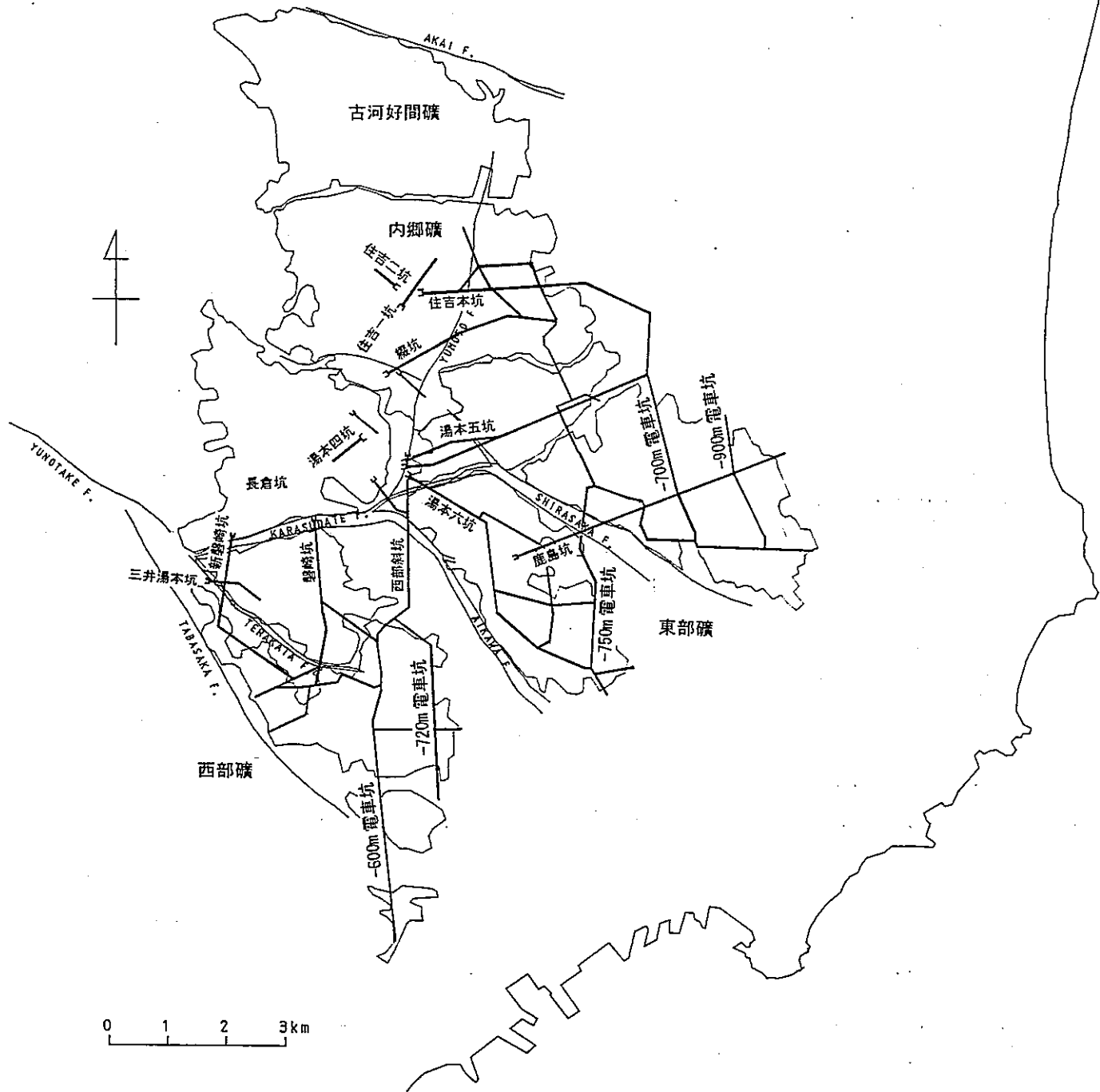


図 17 常磐炭砒坑内主要構造図

2. 6. 2 坑道および坑内地下水の現状

常磐炭砒における坑内水は、他の炭砒にみられない出水量と高温温泉水に特異性があり、操業上著しい影響があった。最盛期の坑内からの排水量は毎分 120m³にも及んだ。常磐炭田は昭和 51 年に西部砒の閉山を最後に坑内からの出炭が終わり、現在は全く稼行されていない。しかし、約 20km²におよぶ採掘跡はそのまま空洞の状態あるいはズリ等の充填された状態で残っており、水没した状態となっている。

炭砒閉山直前の地下水位（坑内での水頭水圧）は最大で海水準下 600m 以下にまで低下していたという記録があるが、立坑で観測される水位は現在までに徐々に回復し、海水準下数十m程度となっている。

現在の常磐地域の地下水利用状況としては、現在のいわき湯本温泉（常磐湯本温泉）において、旧西部坑の坑内水を揚水し、レジャー施設、旅館へ温泉水を供給している。また深井戸、温泉井戸に関しては、海岸部での温泉開発が数カ所で行われているほか、ゴルフ場などに関連した深井戸による地下水利用が各所で行われている。

常磐炭砒における石炭の層採掘量は約 8,500 万 t、広義の常磐炭田地域全体では約 21,000 万 t となっている。これらの出炭量から推定される空洞容積はおよそ 1 億立方メートル以上と推定され、坑道は空洞のままかあるいは掘削ズリにより埋め戻された状態で、現在も残存していると考えられる。

3 常磐炭田地域の水理・水質データの整理および解析

3. 1 炭砒坑内水の水質分析データの整理

常磐炭砒では、坑内からの高温の地下水の出水により、水没事故やコストの増大などの問題があり、坑内水の出水原因や予測が非常に重要視されていた。このため、とくに戦後の炭砒生産の拡大期以降、坑内水の水質や水圧等に関するデータが多数収集された。当時のデータはこうした炭砒操業上の保安等の必要性から調査されたものであり、今回の研究とはその目的が異なっていた。したがって地下水流動系の解明や水質形成機構の研究という観点からは必ずしも十分な精度や領域を満たしているとはいえない。しかし、常磐炭砒におけるこうした深部地下水の水質記録は、現在ではほとんど得ることが不可能となった実測データであり、人為的な地下水環境の変化のもとでの沿岸域の水質データとして多数の記録が残っている点で非常に貴重なものであるといえる。

また、最近の研究では、地下水の水質分析による方法以外にも、地下水の地化学的な研究例として、化学的な水質変化やトリチウム濃度の変化による地下水挙動の解析、および安定同位体比による涵養源の推定を行った研究がある（嶋田（1985）（1986）など）。今回解析対象とした水質データのうち、常磐炭砒におけるデータには同位体に関するものは存在しない。したがって、坑内水に関する解析は、常磐炭砒における深部地下水の化学成分を主とする分析値を対象として整理し、またその経時変化を把握することにより地下水水質区分や地下水挙動の推定を行なった。

3. 1. 1 収集・整理したデータの内容

常磐炭砒で、坑内での出水事故対策を目的として記録された多数の水質分析データを整理してきた結果、それらのデータには基本的に次のような特徴がある。すなわち炭砒によるデータであるために、分析地点の大多数が石炭層に沿う坑道の深度周辺に集中し、三次元的な分析位置としては偏りがある。また採掘時期が相対的に新しい（昭和30年代以降の採掘）地域に分析データが集中する傾向がある。さらに、出水事故対策を主目的としていたため、切羽近くでの一時的分析データがほとんどで、経時的な変化を長期連続して把握できるデータは数少ない。

収集したデータは、旧常磐炭砒による分析記録、および地質調査所によるものである。

3. 1. 2 データの質（精度）に関する確認

採水地点の不明確なものうち、採取地点名から場所を限定できるものは、炭砒経験者からの聞き取りなどによりできるだけ活用した。また採水地点の記録から、明らかに他の水の混合が考えられるもの（排水、下水などの表示）についてチェックする作業を行った。

(1) イオンバランスのチェック

水質データの精度に関して、イオンの+-のバランスをチェックして誤差の大きいものは棄却するなどの方法を考え、チェックを行ってみた。その方法として、陰イオンの当量に対する陽イオンの当量が100%からどれだけ外れているかを計算し、評価した。

しかし、実際に比較したところ+-の電荷バランスのとれないデータがかなりあることが分かった。また、分析の項目が限られているものも多く、主要構成イオンの分析値のいずれかが欠落している約2/3のデータの場合、イオンバランスによるチェックはできなかった。その結果を表3に示す。

表3 イオンバランスのチェック結果によるデータ数

全データ	場所の特定可	全7項目あり	誤差 50%以内	誤差 20%以内	誤差 10%以内
1365	1185	406	387	320	285
		100%	95%	79%	70%

このように+-イオンの電荷バランスをチェックしたところ20%以上の差があるものが21%を占めており、誤差が10%以内に収まるものは、項目が揃っていたデータの中では約70%のデータとなっている。

さらに、後述する出水形態の区分（上盤側湧水、下盤側湧水、縦孔ボ-リングなど）が可能であったデータについて、坑別、出水形態別に細分し、イオンバランスの誤差のランク毎に平均値を求め、特にデータ数の多い鹿島坑、西部坑に関しては、ヘキサダイアグラムにより表示して、誤差と水質タイプの差異の関連を調べた。

これによると鹿島坑の上盤側ガス付随水と西部坑の上盤側の水では誤差10%以内の水質と10%を超える誤差のデータにやや水質タイプの差が認められるが、鹿島坑上盤

のその他の水や下盤立孔の水では 20%までの誤差でも水質タイプは同様のものとなっている。

(2) データの質の判断

イオンバランスの不均衡の原因が分析方法の精度によるものかどうかは判断できないが、分析精度は現在のレベルと比較すれば当然低いものと考えられる。また採取地点の特定できないデータも多い。そもそも炭砒当時の分析技術、目的が違うため、今回のような研究に用いる場合に不完全な点があることは否定できない。

しかしこれによりデータを精度的に簡単に問題ありとしてしまうと、活用できる数が減少する。精度的には多少許容して、全体的な傾向によって判断する事は可能であり、問題を踏まえつつ活用していくこととした。実際、比較可能であったデータの約7割についてはイオンのバランスがとれており、他のデータに関してもある程度は信頼性がおけると判断される。

しかし、解析にあたってはデータの性格として、地下水流動系に人的な乱れを生じた後のものであり、自然状態の地下水水質ではないことも考えられる。またバクテリア、酸化の作用等を受けている可能性も踏まえて考えていく必要がある。

(3) 解析に用いるデータ項目

ヘキサダイアグラムの作成や水質区分のために必要な項目として、炭砒における恒常的な分析項目であり、主要イオンである次の項目についてデータを整理した。

陰イオンとして Cl 、 SO_4 、 HCO_3 、陽イオンとして Na 、 K 、 Ca 、 Mg の計7項目を解析に用いた。またハロゲン元素 Br 、 I についても分析データは少ないが他の塩素イオンとの相関性の分析などに用いた。

3. 1. 3 水質分析値のデータベース化

収集したデータは、分析項目の不一致や単位の不統一があったが、データ全体について所属坑区、採水地点の名称、深度、採取時期、水量、水温、pH、各イオン分析値などについて、統一した項目によりデータベース化した。採取地点は、できる限り三次元的な座標を付与した。

座標の付与に際しては、炭砵当時の 1:10,000 坑内図に示されている座標を用い、各試料採取地点の座標をスケールアップして読み取る作業を行った。

3. 1. 4 坑内地下水の採取形態による区分

炭砒で化学分析された坑内地下水は、ほとんどが坑道切羽周辺で採取されているが、それらについて幾つかの区分を行った。

坑道周辺の地質構成を大局的にみると、炭層の上位に安定した石城層の砂岩帯が厚く分布し、その下位に石炭層や泥岩などから成る泥岩帯が分布している。さらに下位には石城層の基底層を含む砂岩・礫岩帯や白亜系が分布する構成となっている（図 19）。水理的にみれば、この中間の泥岩帯が上下の地下水帯を分ける形態となっていることから、基本的に炭層の「上盤側」の地下水と「下盤側」の地下水とに区分して整理することとした。

これについては炭砒時代より、経験的に水質や水圧に上盤側と下盤側で差があることが知られていたため、このとらえかたに基づいて区分を行って見たものである。炭砒においては大まかな区分として、上盤側からの出水はやがて減少する一時的な湧水、一方の下盤からの湧水は大量の継続した湧水に結び付く危険な湧水という区分がなされていた。また上盤側と下盤側の地下水の水圧について差を有する二つの水圧が認められ、異なる地下水帯であることを示していると考えられる。その事例を小林（1959）より引用して示す（図 18）。

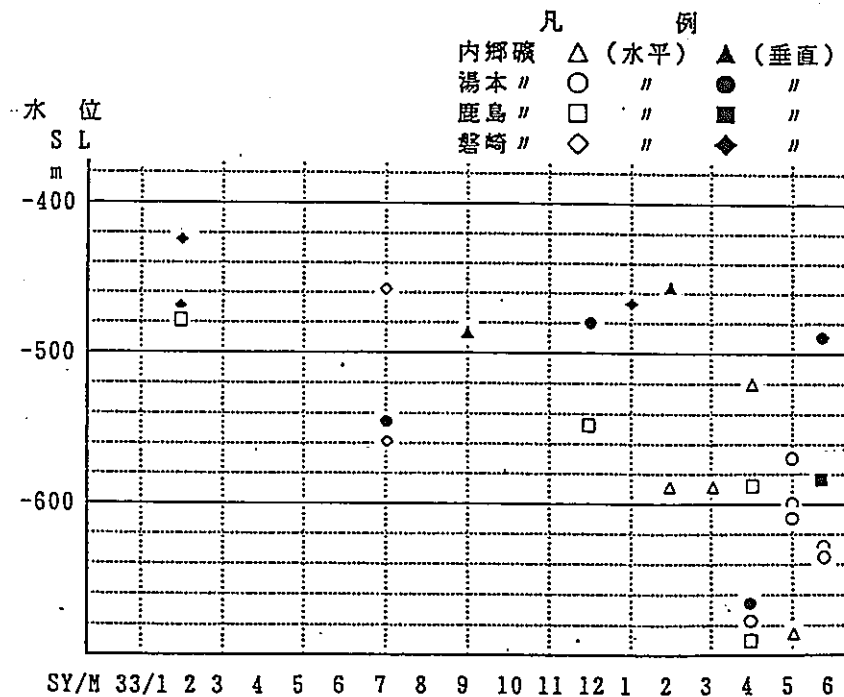


図 18 常磐炭砒における垂直試錐、水平試錐と水圧との関係

また上盤側の地下水には、特徴的に Cl イオン濃度が高く、メタンガスを伴うといった性質の地下水が各所に認められたことから、こうした特徴のある地下水とそれ以外の地下水とをさらに区分して扱ってみた。

また下盤側の地下水には、坑内に亀裂から直接湧水した水でなく、抜水のための鉛直ボーリングから湧水した地下水に関する分析データも多数あるので、これを区分して取り扱った。

以上の地下水区分について図 19、表 4 に模式的に示す。

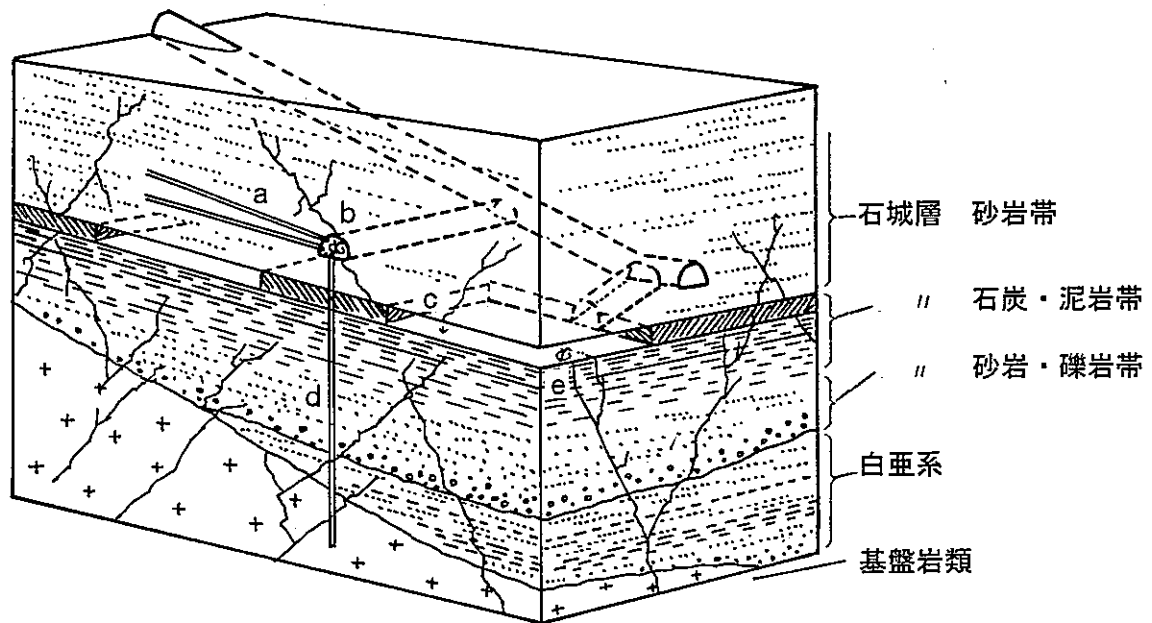


図 19 坑内水の採水区分の概念図

表 4 出水形態による水質区分表

区 分	水質区分特性	出水形態	備 考 (図 19記号)
①	上盤側の地下水でClイオン濃度が高くメタンガスを伴う地下水	坑道や払の天盤からの滴下水 先進ボーリング、横孔などからの湧水	a b c
②	上盤側からのその他の地下水	〃	〃
③	下盤からの湧水のうち、坑内の鉛直ボーリングから湧水した地下水	坑道からの強制抜水のための鉛直ボーリングからの湧水	d
④	下盤からのその他の湧水	払いの亀裂からの湧水	e

3. 1. 5 水質区分の方法

坑道付近で得られた深部地下水の水質は、海水型、化石海水型、混合型か、あるいは基盤岩中から湧出する温泉水なのか、あるいは地表水を起源とするのか、水質の面からこれらの区分を行うことが重要である。

まず化学分析による方法では、水質を調べ、岩石との反応経路を解析してその起源を推定する方法がある。また混合拡散により水質が決定されている場合には溶存成分の組成により解析が可能な場合もある。その他の方法のひとつに環境同位体による分析があり、水素、酸素の同位体比や、溶存化学成分濃度と同位体比の相関などからそれらの起源を推定することができる。加えて年代測定ができればある程度の地下水循環系を時間軸を加えて再現できることも考えられる。

しかし、炭礫時代の分析では後者二つに関するデータについては得られていない。今回の水質区分の方法は、化学分析データから水質タイプ分けを行い、地域的な差異や各化学成分の構成比の違いから、水質に関する検討を行った。具体的にはヘキサダイアグラムの作成、キーダイアグラムの作成、溶存イオン濃度分布図の作成を行った。

3. 2 坑内地下水の水質解析

3. 2. 1 ヘキサダイアグラムによる水質の区分と地域分布

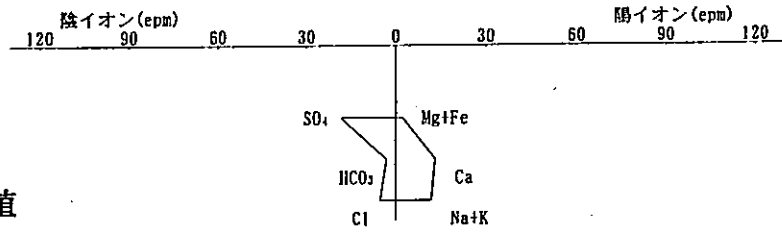
ヘキサダイアグラムとしてプロットしたデータは、必要な化学成分の濃度分析値が揃っており、なおかつ陽イオンと陰イオンの電荷バランスの誤差が 10%以内に収まっているものを使用した。

しかし分析項目の揃うデータの数の不足や、採取地点の特定、イオンバランスといった条件を満たすデータは残念ながら限られ、地域的にも採掘時期の新しい鹿島、西部礦に集中している。

この図からわかるように、鹿島坑でイオン濃度の高い坑内地下水は Ca-Cl 型であり、それ以外の坑内水は Na-Cl 型となっている。一般的に水質タイプとしては Na-Cl 型であり、西部礦で相対的に高濃度であるという特徴がみられる。また内郷坑では、CaSO₄ 型の地下水が見られる。

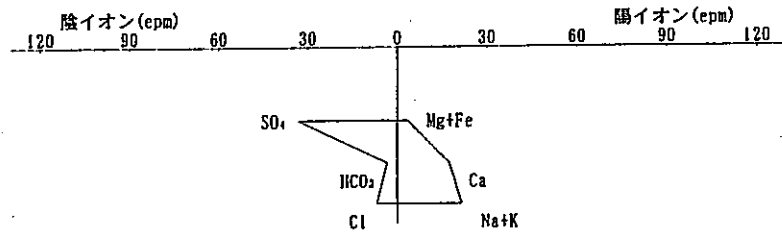
内郷坑 平均値

全データ
平均値



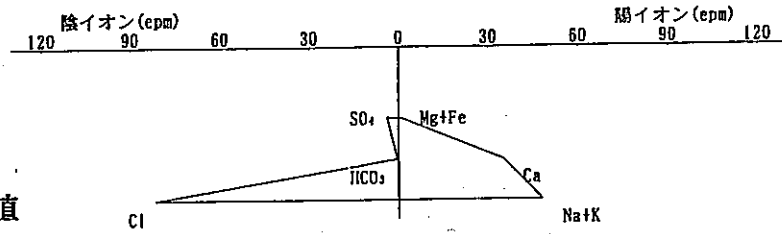
湯本五坑 平均値

全データ
平均値



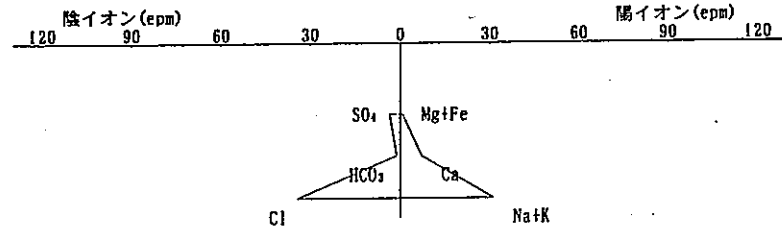
鹿島坑 平均値

全データ
平均値



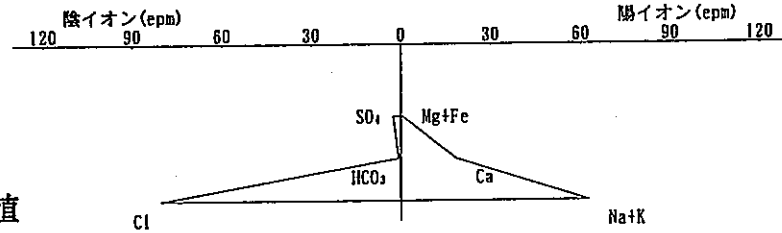
湯本六坑 平均値

全データ
平均値



西部坑 平均値

全データ
平均値



新磐崎坑 平均値

全データ
平均値

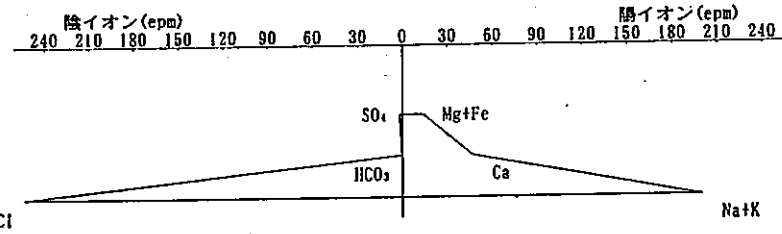


図 20 坑別の水質の平均値によるヘキサダイアグラム

3. 2. 2 トリリニアダイアグラムによる水質の解析

(1) プロット方法

地下水の水質を検討する際によく用いられる無機イオン成分を基にした水質のトリリニアダイアグラムを作成するためには、少なくとも無機の陽・陰イオンの7項目(Na, K, Ca, Mg, Cl, SO₄, HCO₃)の測定が行われ、且つイオンバランスがある程度整っている必要がある。

いま、収集されたデータの中から、トリリニアダイアグラム作成に利用できるポイントを抽出した結果、数に限りはあるが、ClとSO₄の卓越する坑内水が抽出されてきた。

ダイアグラムには各坑別、および採取区分別にプロットし、巻末にまとめて示した。

これらは、さらにSO₄成分に富む内郷坑、海水に近い成分の湯本五、六坑、西部坑、およびClは海水に近いが、陽イオン成分としてCaが多く化石海水化している鹿島坑の上盤からの湧水、および新磐崎坑湧水等に区分される。

これについても分析項目の揃うデータについてのみプロットしているため件数は限られている。またイオンバランスに関しては+-の差が10%以内のものについてのみプロットしている。

(2) 結果

基本的に海水に近い水質であるNaCl型やNaSO₄型の水質タイプのもものがほとんどである。各坑別の特長を概説する。

・内郷坑地区では、NaSO₄型からCaSO₄型の地下水が多い。海水の構成に比べ、陽イオンではMgが少なく、上盤の地下水ではCaが多い傾向がある。陰イオンでは全体にSO₄が多く、また上盤の地下水にHCO₃の比率がやや多いものがあり、下盤ではClやSO₄で構成されるものが多い。

・内郷坑以外の各地区ではおおむね似通った特徴を持つ地下水であり、内郷坑に比べてHCO₃が少ない。NaCl型からCaCl₂型の地下水が多い。また海水の構成に比べ、陽イオンではMgが非常に少なく、上盤の地下水ではCaが多い傾向が、また下盤側ではNaがさらに多い傾向が一般に見られる。西部坑ではMgが少なくかわりにCaが多い点を除いて海水の組成に近い特徴の地下水である。

鹿島坑

- ・・・上盤ガス付随水 (86件)
- △・・・上盤その他地下水 (14件)
- ・・・下盤立孔地下水 (58件)
- ▲・・・下盤その他地下水 (12件)
- ◎・・・海水

- I : $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ 型
- II : NaHCO_3 型
- III : $\text{CaSO}_4, \text{CaCl}_2$ 型
- IV : $\text{Na}_2\text{SO}_4, \text{NaCl}$ 型

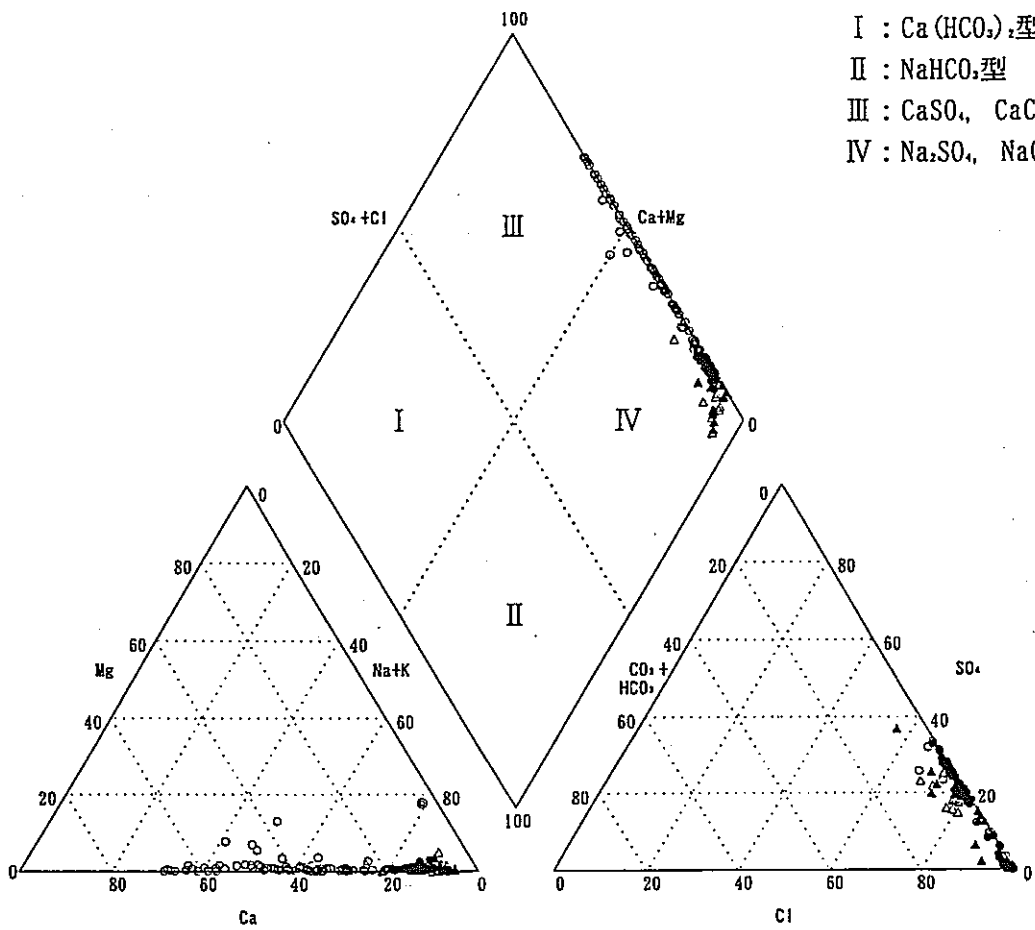


図 21 トリリニアダイアグラムによる水質区分 (鹿島坑の例)

(2) 主要イオンの分布状態

前述のトリリニアダイアグラムの結果から、各坑区の水質を特徴づけるイオンとしては、Cl, SO₄, Ca が考えられる。これらは、炭田の坑内湧水対策の一環として恒常的に測定されている分析項目で、測定地点数も多く、その分布状態から坑区別の水質の特徴を把握することが可能と思われる。

坑内における湧水の状況は、一般的に前述の図 19のような状態が想定されており、これまでの経験から炭層の上盤側から降下して湧出するタイプの湧水と、炭層の下盤からボーリング孔や亀裂を伝わって湧出してくるタイプの湧水とは、水質が異なっていることが知られている。

そこで、この基準に従って区分した湧水について前述の Cl, SO₄, Ca などの濃度分布図を作成した (巻末資料)。

その結果、①相対的に深度が浅い (SL-200 から 600 m) にもかかわらず、SO₄ イオンが 2000ppm 以上と高い濃度を示している内郷坑、湯本五坑の一部の湧水、②鹿島坑、湯本六坑、新磐崎坑の上盤湧水に見られる非常に Cl 濃度の高い (5000~10000ppm) Ca-Cl タイプの湧水、③西部坑、湯本六坑の下盤からの湧水に見られる Cl 濃度 1000~2000ppm 程度の湧水の三種類の水質タイプに大きく区分できるようである。

それぞれの起源に関しては、常磐炭砒の坑内水で唯一同位体比の測定のある西部坑 (高瀬、1981) の解析結果を基に③のタイプの湧水の Cl の起源を海水とみなすと、深度と共に Cl 濃度の増加する傾向とも整合する。一方 Cl 濃度が異常に高く且つ Ca 成分が多い、②タイプの湧水は一般的な化石海水の水質の特徴を示しており、その起源として化石海水の可能性が示唆される。

また、①タイプの湧水は、Cl 成分を伴わないことから判断すると、海水、化石海水以外の SO₄ イオンの供給源を考える必要があり、その一つとして、炭層起源のイオウが想定される。

3. 2. 3 イオン濃度分布による地下水水質の解析

前項までのダイアグラムによる解析は、必要な分析項目が揃っているデータに限られたが、ヘキサダイアグラムに必要な項目がすべて揃っていないデータも多数存在するため、これらを含めて個別の溶存成分について濃度分布図を作成し、地域的な特徴を調べた。分布図は巻末に示す。

以下に述べる分布図は、坑道の深度（海側に傾斜）でのデータをそのまま平面的に投影図化したものである。

(1) 塩素イオン濃度分布

特徴的に高濃度の分布が鹿島坑の東部から南部、湯本六坑の南部、新磐崎坑の上盤側の地下水にみられる。内郷坑は全般に濃度は低い。西部坑では上盤、下盤にかかわらず2000~3000mg/l程度の濃度を有し、全体的にやや高い塩素イオン濃度を示す。高濃度の地下水はほとんどが上盤側からの地下水である。また鹿島坑側では濃度にばらつきが多いのに対し、西部坑では比較的近い濃度となっている。

下盤側からの地下水は断層区により段階的に濃度が増加しているようにも見られる。すなわち白坂断層を境に北東側は塩素イオン濃度が低く、南西側では高くなっており、さらに南西側で相川断層を越えると西部坑でさらに濃度が高くなる傾向が見られる。これは基盤の花崗岩の分布形状とも関連がある可能性もある。

(2) 硫酸イオン濃度分布

全体をプロットした分布図から得られる特徴は、内郷坑で全般に硫酸イオン濃度が高濃度となっていることである。その他の地域にも上盤側の地下水に高濃度のもの部分的に見られることがあるが、全体の傾向ではない。イオンバランスごとの分布を見ると、鹿島坑、西部坑いずれも、硫酸イオン濃度の高いデータが誤差が大きいようである。このほか全体をプロットした分布でも、上盤側の濃度にばらつきが多くなっており、こうしたデータは信頼度が低いかもしれない。

下盤の地下水のうち、立孔ボーリングからの地下水をみると、鹿島坑で数100mg/lの濃度を有しているのに対し、西部坑では低濃度となっており、塩素イオン濃度分布とは逆の傾向の地域差がある。やはり断層が境界をなしていると推定される。

(3) 重炭酸イオン濃度分布

上盤側の地下水はややばらつきのある濃度分布を示すが、全体のデータのプロット図

では、内郷坑においては、高濃度のものがそろっているようである。

下盤側の重炭酸イオン濃度は、上盤側に比べて相対的に低い値であり、とくに立孔ボーリングからの湧水でいずれも低い値となっている。

重炭酸イオン濃度は断層区ごとの差異は明瞭には認められない。

(4) カルシウムイオン濃度分布

鹿島坑の深部の上盤ガス付随水に非常にカルシウムイオン濃度の高い地域が特徴的に見られる。また全体データをプロットした図からは、湯本六坑の南部、西部坑、新磐崎坑などの上盤側の地下水に高い濃度の分布が見られる。また西部坑では下盤からの立孔ボーリングの地下水も比較的濃度が高いが、東部坑側の各地では下盤側の地下水での濃度は低い。高濃度の地域の分布は Cl イオンの場合の特徴と非常に似たものとなっている。

(5) ナトリウムイオン濃度分布

ナトリウムイオン濃度は、新磐崎坑に特異的に高い濃度のものが見られるが、その他の地域では上盤で 1000~2000mg/l のおおむね同程度の濃度の分布となっている。ただし内郷方面では低濃度である。

下盤側のナトリウムイオン濃度は、全体的に上盤側の地下水よりも低く、さらに相川断層をはさんで北東側で低く、南西側でやや高い傾向が認められる。

(6) pH 分布

pH の分布は、ややばらつきが多く一概に特徴をとらえられないが、全体的には pH 7 から 9 のアルカリ性のものが多くなっている。また湯本五坑、鹿島坑、湯本六坑では pH 9 以上の地下水が部分的にみられる。また相対的に深度の浅い内郷坑や磐崎坑には酸性側の地下水の分布も見られる。

(7) 温度分布

分析地下水の採取時点での水温に関しても、化学成分濃度と同様の形で分布図を図化した。地下の温度勾配（地下増温率）を考慮すると、今回のように採取深度の違うデータを一律にプロットすることは、温度の比較には不適當かもしれないが、全体的な傾向をみることにした。

上盤側の地下水は、当然浅部から深部に向かって高温になる傾向となっているが、同じ海水準下 600 m 付近の地下水でも西部坑のものがほとんど 60℃ 以上となっており他

坑に比べて高温である。下盤の地下水の水温は立孔ボーリングを含むため湧出深度がまちまちであるが、上盤よりは高温であり、大部分が60℃以上の温水である。

3. 2. 4 各イオン濃度の相関、深度、温度との相関による解析

湧水地点の深度や各分析データ間の相関関係に関して、各坑別および採取区分別に相関図を作成して検討した。グラフを作成した項目は、

- ・深度と水温および各イオン濃度との関係
- ・塩素イオン濃度と各イオン濃度との関係

である。巻末にそのグラフをまとめて示す。ここでは特徴的なものについて説明を加える。

・深度と水温の関係

内郷坑で深度との相関がみられるほかはいずれもばらつきが多い。また鹿島坑で 50 から 60℃、西部坑で 50 から 70℃に集中している。湯本 5 坑、6 坑ではボーリングを除いて 60℃以下である。また内郷坑では深度が浅いこともあって低温である。

・塩素イオン濃度と各イオン濃度との相関

塩素イオンとの相関の中では、坑内水対策研究会において硫酸イオンとの相反性が議論されたことがあるが、そうした特徴はみられない。特徴的なのは、鹿島坑における塩素イオンとカルシウムイオンとの関係である。とくに上盤のガス付随水では非常に明瞭な相関性を有している。海水におけるカルシウムイオン濃度が約 400mg/l であることを考えると、この地下水のカルシウムイオン濃度は非常に高いものであり、化石水的特徴といえる。西部坑においても濃度は相対的に低いもののそうした傾向が読み取れる。またナトリウムイオンとの関係をみると鹿島坑上盤の地下水では、海水における塩素濃度との比 (Na:11033/Cl:19833 mg/kg⁻¹) に比べてかなり低い。このことより鹿島坑のこの特徴的な地下水は、化石海水であり Na と Ca のイオン交換反応が進んだことが考えられる。

また塩素イオンと臭素イオンとの関係からは、全体的には海水組成に近い比率であり、いずれも海水起源の水質と推定されるが、やはり鹿島坑の上盤地下水はややこの直線から外れる傾向が見られる。

3. 2. 5 炭砒における水質のとらえ方

(1) 常磐炭砒における水質区分

常磐炭砒では、坑内水対策として、中村らによる水質分類をはじめとしていくつかのとらえかたがあった。

表 5 常磐炭砒における坑内水分類 (1)

(中村 (1957)による)

水 質	湧出箇所	備 考
Cl型	坑内深部から湧出する温泉水	一部にCl-HCO ₃ 型
Cl-SO ₄ 型	古洞 (旧坑道) から流・湧出する温泉水	
Cl-HCO ₃ -SO ₄ 型		
HCO ₃ -SO ₄ 型	浅部の坑道から流・湧出する地下水	一部にSO ₄ 型

この他の研究成果も含めて江口元起・庄司力偉両氏は次のような修正分類を行った。

表 6 常磐炭砒における坑内水分類 (2)

(江口、庄司による)

水系からの分類	化学成分からの分類	特 徴
(a) 化学成分の殆どない冷地下水	HCO ₃ -SO ₄ 型	低温でSO ₄ およびHCO ₃ を主成分としてClが少ない (浅部地下水)
(b) 塩素量 (海源性か火山性か不明) 少なく高温である水系 (温泉水)	Cl-SO ₄ 型の特殊型	Cl、炭酸塩極めて少なく、NaおよびSO ₄ を主成分とする高温水
		ClおよびH ₂ Sが多くSO ₄ の少ない高温水
(c) 塩素量 (海源性) 多く、b水系より低温である水系 (化石水、古洞水)	Cl-SO ₄ 型	かなり高温でClおよびSO ₄ が多く炭酸塩が少ない (生の温泉水)
	Cl-HCO ₃ -SO ₄ 型 (Cl-HCO ₃ 型を含む)	低温で(a)(b)の混合型

Cl を中心にして改めて常磐炭砒における水系区分の特徴を示してみると、以下のような4つの水質に大別される。炭砒に於いては、この塩素イオンを代表とした分析値をたよりに出水予測、湧水対策がすすめられた。

表 7 常磐炭砒における坑内水分類 (3)

水 質	湧出箇所	備 考
Cl 型(Cl-HCO ₃ 型)	①深部基盤岩から湧出する高温 温泉水	西部砒 (600m・700m 電車坑) 湯 本六坑 (北光坑)
	②炭層上盤の石城層砂岩～礫岩 から湧出する CH ₄ に付随する低 温温泉水	西部砒 (磐崎坑中～南部、新磐崎 坑) 湯本六坑 (750m 電車坑、六 斜坑) 鹿島坑 (右二電)
Cl-SO ₄ 型	③炭層下盤の第三系基底礫から 湧出する高温温泉水	東部砒 (700m・900 m 電車坑)
HCO ₃ -SO ₄ 型 (一部に SO ₄ 型)	④浅部の坑道から流・湧出する 地下水	浅部 (SL-200m~300m 前後以浅 の各所)

(2) 炭砒における各水質タイプの起源の考え方

常磐炭砒においては、水質の起源に関してはやはり温泉水・化石水・地表水が考えられ、その混合の度合いにより違った水質となって現れているものと考えられた。炭砒においては水質タイプとして・基盤からの高温温泉水、・上盤からの低温温泉水、・礫層から湧出する温泉水、・地表からの浸透水を考えた。

3. 3 環境同位体分析

3. 3. 1 同位体分析試料の採取

環境同位体の分析試料として、現在稼働中の温泉ボーリングや立坑から地下水を採取した。分析は筑波大学地球科学系 嶋田先生によるものである。

採取試料のデータについて一覧表を示す。

表 8 同位体分析試料採取箇所一覧表

採取箇所	温度 ℃	pH	電気伝導度 μ S/cm	採取(湧水)深度
藤間地区 温泉	40.6	7.03	scale over	1500m
新舞子地区温泉	29.1	8.04	4940	1500m
小名浜地区温泉	32.6	7.60	7180	1265m
常磐湯本 温泉	55.6	7.65	2760	(170m)
草木地区 温泉	56.0	8.01	2540	825m
石森地区 温泉	50.9	8.50	1420	860m
塩屋崎地区井戸	(20.5)	7.42	scale over	900m
西部立坑 80m	54.1	—	6000	80m
西部立坑 300m	56.8	—	8380	300m
西部立坑 610m	58.6	—	11460	610m
三崎地区 温泉	37.0	7.40	7630	1200m

これらの地下水の採取地点の位置を図 22に示す。また水質および環境同位体分析値について表 9 に示す。

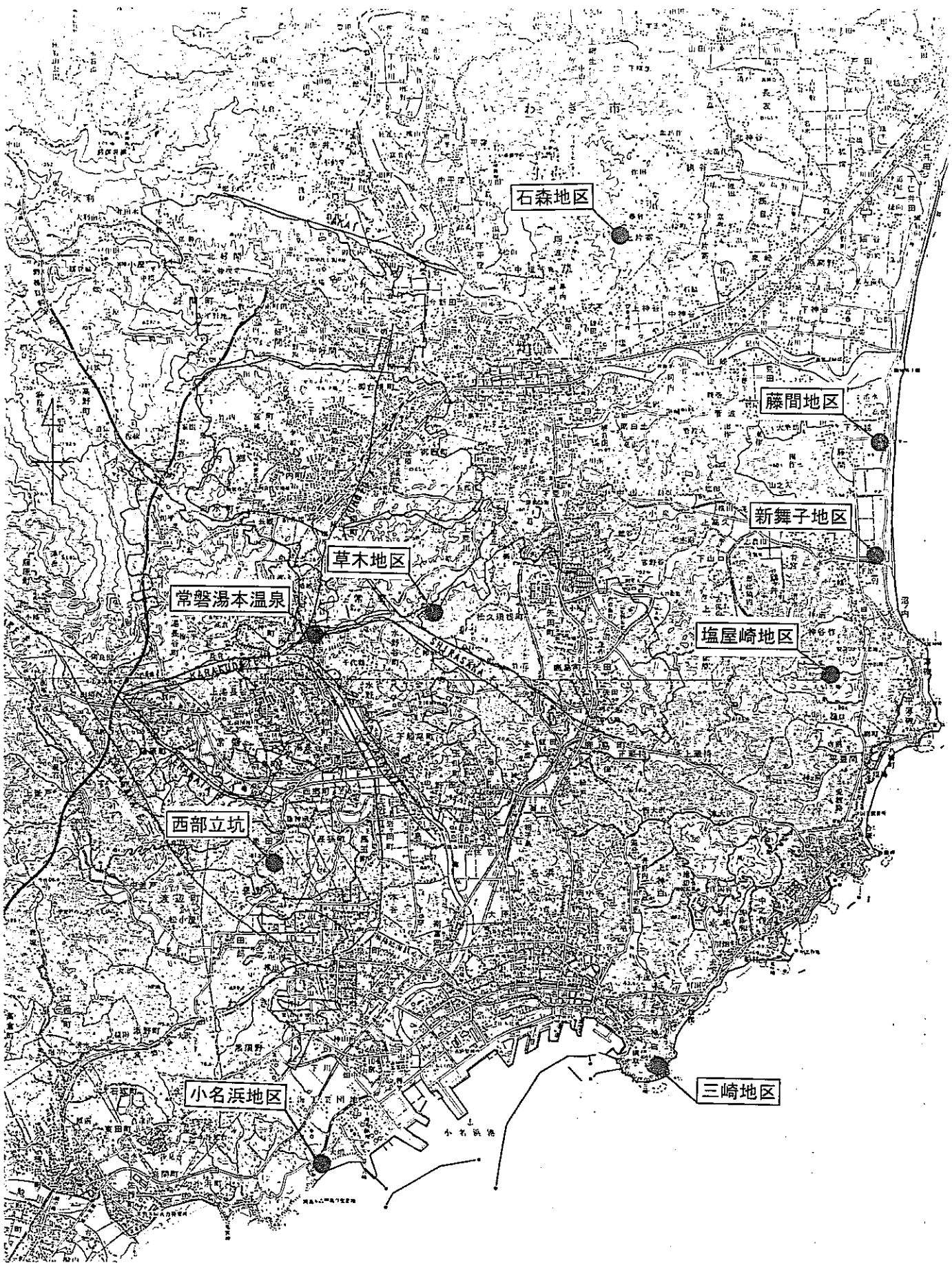


図 22 常磐炭田周辺の温泉水等の採取地点図

表 9 地下水分析結果一覽表

採取場所	採取深度 GL-m	電気伝導 度 $\mu\text{S}/\text{cm}$	Ca ²⁺ mg/l	Ca ²⁺ meq/l	Mg ²⁺ mg/l	Mg ²⁺ meq/l	Na ⁺ mg/l	Na ⁺ meq/l	K ⁺ mg/l	K ⁺ meq/l	SO ₄ ²⁻ mg/l	SO ₄ ²⁻ meq/l	HCO ₃ ⁻ mg/l	HCO ₃ ⁻ meq/l	Cl ⁻ mg/l	Cl ⁻ meq/l	NO ₃ ⁻ mg/l	NO ₃ ⁻ meq/l	³ H(T.U.)	$\delta^{18}\text{O}$ ‰	δD ‰
塩屋崎	900	over scale	1037.0	51.7	3.2	0.3	9278.0	403.6	122.0	3.1	0.0	0.0	50.0	0.8	13730.0	387.3	0.0	0.0	0.7±0.6	-3.8	-17.5
石森	860	1420	37.7	1.9	0.0	0.0	574.8	25.0	0.0	0.0	541.5	11.3	33.6	0.5	532.5	15.0	0.0	0.0	0.7±0.6	-7.9	-50.0
西部-80	80	6000	39.8	2.0	0.0	0.0	678.0	29.5	19.4	0.5	63.3	1.3	226.9	3.7	895.0	25.2	0.0	0.0	1.8±0.9	-7.2	-44.5
西部-300	300	8380	40.0	2.0	0.0	0.0	671.2	29.2	0.0	0.0	69.2	1.4	239.1	3.9	907.5	25.6	0.0	0.0	—	-7.0	-46.6
西部-610	610	11460	42.0	2.1	0.0	0.0	684.6	29.8	16.7	0.4	57.6	1.2	257.4	4.2	931.0	26.3	0.0	0.0	2.0±0.6	-7.0	-44.5
湯本温泉	(170)	2760	57.4	2.9	0.0	0.0	561.5	24.4	12.9	0.3	298.1	6.2	217.2	3.6	480.4	13.5	0.0	0.0	2.8±1.0	-7.3	-49.8
小名浜	1265	7180	0.0	0.0	0.0	0.0	1855.0	80.7	0.0	0.0	58.5	1.2	789.3	12.9	2148.3	60.6	0.0	0.0	1.1±0.6	-6.8	-43.5
草木	825	2540	57.0	2.8	1.3	0.1	512.1	22.3	10.0	0.3	401.2	8.4	114.7	1.9	423.3	11.9	0.0	0.0	2.6±0.4	-7.6	-52.7
藤間	1500	over scale	1367.0	68.2	0.0	0.0	8284.0	360.3	98.8	2.5	0.0	0.0	98.8	1.6	12849.0	362.5	0.0	0.0	0.2±0.3	-3.1	-18.6
新舞子	1500	4940	41.1	2.1	0.0	0.0	1164.0	50.6	13.7	0.4	0.0	0.0	187.9	3.1	1449.4	40.9	0.0	0.0	2.0±0.8	-6.1	-39.3
三崎	1200	7630	1304.5	65.2	496.5	41.4	9560.0	415.7	168.9	4.3	0.0	0.0	106.1	1.7	14330.0	404.2	0.0	0.0	—	-2.4	-10.3

3. 3. 2 立坑からの坑内水の採水

温泉からの地下水採取とあわせて、現存する常磐炭砒の立坑のうち、いわき市渡辺町泉田地内に残る西部立坑内において、原位置サンプラーによる地下水採取を行った。また同時に立坑坑内水についての温度検層、電気伝導度検層結果のデータを収集した。

西部立坑についての基礎データは以下のとおりである。

表 10 西部立坑の概要

立坑深度	GL-645.3 m 坑口標高 37.50 m
立坑内径	6.00 m コンクリートブロックライニング
開削開始	昭和 38 年 12 月 12 日
竣 工	昭和 40 年 3 月 19 日
現在の坑内水位	GL-75 m
今回の採水深度	3 箇所 GL-80 m、300 m、610 m

現位置採水サンプラーは容量約 1 リットルで、サンプラー上下に電動のバルブがセットされており、所定の深度で地上からそれをコントロールできる形のものである。

原位置採取試料の水質分析結果は、他の温泉水に関する分析値と併せて示す。立坑内の水質は深度に関わらずほとんど同じで NaCl タイプであった。

なお、西部立坑の坑内水の現位置採取と同時に、温度と電気伝導度に関して坑内検層が実施されており、そのデータを図 23 に示す。

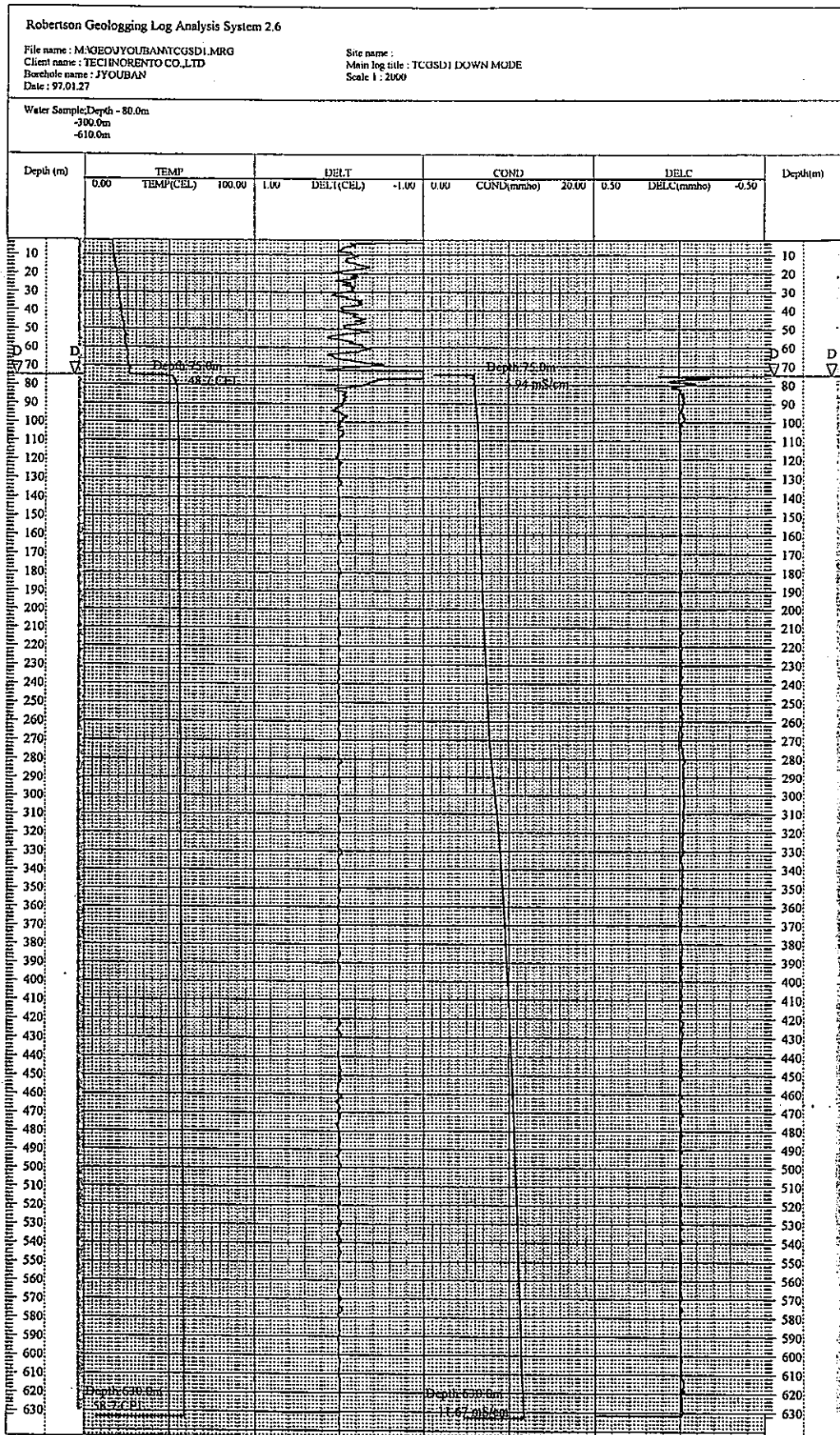


図 23 西部立坑における温度検層、電気伝導度検層結果

3. 4 環境同位体および水質データによる地下水起源の考察

3. 4. 1 常磐炭坑における坑内水の水質区分

常磐炭坑における坑内湧水の状況は、これまでの経験から炭層の上盤側から降下して湧出するタイプの湧水と、炭層の下盤からボーリング孔や亀裂を伝わって湧出してくるタイプの湧水とは、著しく水質が異なっていることが知られている。そこで、この基準に従って区分した湧水について Cl, SO₄, Ca の分布図を作成しその水質区分を昨年度までに試みた。その結果、

- ① 相対的に深度が浅い（200 から 600 m）にもかかわらず、SO₄ イオンが 2000ppm 以上と高い濃度を示している内郷坑、湯本五坑の一部の湧水。
- ② 鹿島坑、湯本六坑、新磐崎坑の上盤湧水に見られる非常に Cl 濃度の高い（5000～10000ppm）Ca-Cl タイプの湧水。
- ③ 西部坑、湯本六坑の下盤からの湧水に見られる Cl 濃度 1000～2000ppm 程度の湧水。

の三種類の水質タイプに大きく区分できることが示された。それぞれの起源に関しては、①タイプの湧水は、Cl 成分を伴わないことから判断すると、海水、化石海水以外の SO₄ イオンの供給源を考える必要があり、その一つとして、炭層起源のイオウが想定される。一方②のタイプの湧水は、Cl 濃度が異常に高く且つ Ca 成分が多い一般的な化石海水の水質の特徴を示しており、その起源として化石海水の可能性が示唆される。また③のタイプの湧水は、西部坑（高瀬，1981）における同位体比の解析結果および深度と共に Cl 濃度の増加する傾向等を勘案すると海水起源の Cl が地表から浸透した地下水と混合したものと考えられる。

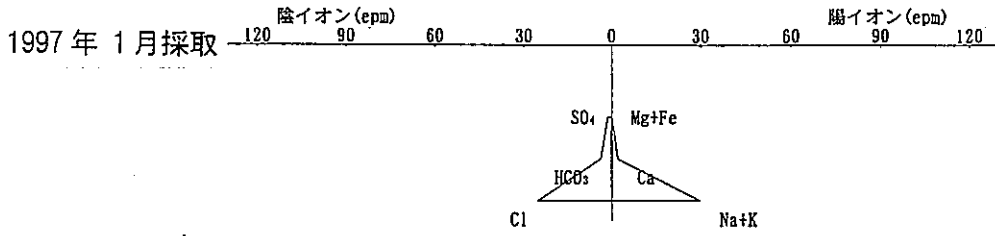
広域の地下水流動系を考えた場合、①、②の水質タイプは相対的に局所的な地下水流動を反映したものと捕らえられるが、③に関しては、特に岩盤部での地下水流動に係わる塩淡境界面の実態を反映したのものとして捕らえることができる。このような塩淡境界面の存在は、淡水系の地下水と、海水との接触がある沿岸部において広く発生する現象であることが理論的には知られているものの、その実態に関する情報は殆ど皆無であり、学術研究上からも極めて貴重な資料として位置づけられる。

3. 4. 2 炭坑掘削、再冠水に伴う水質変動

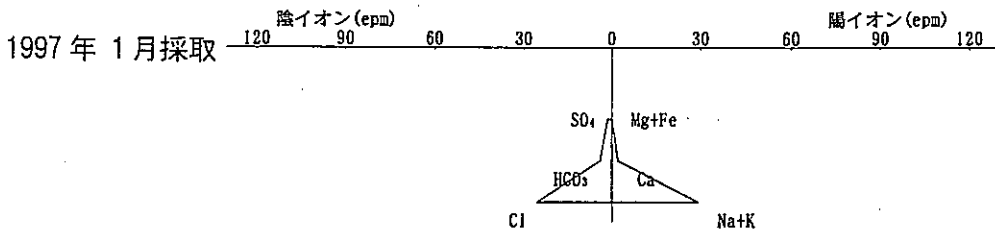
炭坑の掘削あるいは再冠水は、地下水流動を広域で捕らえた場合、流動の実態を大きく変化させる要因として考えられ、水質に関する長期的な時系列データが存在すれば、掘削あるいは再冠水に伴う地下水流動系の変化を水質変化として把握できる可能性がある。そこで、この観点から常磐炭坑における坑内水の水質データに関して 1 つの場所における継続的な水質データのみを抽出して検討を加えた。しかしながら、今回収集したデータでは、相対的に期間が短くかつ採水場所も限られているため、人工改変による水質変化を把握できるような時系列データは殆ど得られず、当初の目的に使うことは出来なかった。

ただし、今回西部立坑で採取した坑内水については、炭坑掘削時の直近の位置での坑内地下水の水質と、閉山・再冠水後の立坑内の地下水との水質の比較ができた。この結果についてヘキサダイアグラムによって示す。これによると昭和 41 年 12 月の 600 m 電車坑 18 目抜立孔からの坑内水にくらべて、現在の立坑の坑内水は、溶存イオン濃度が半減するとともに陽イオンでは Ca の割合が減少し、陰イオンでは SO_4 や HCO_3 の割合が増加している傾向が読みとれる。この水質の変化は、地表からの浸透水の混合比率が増加していることを示しているものと考えられる。

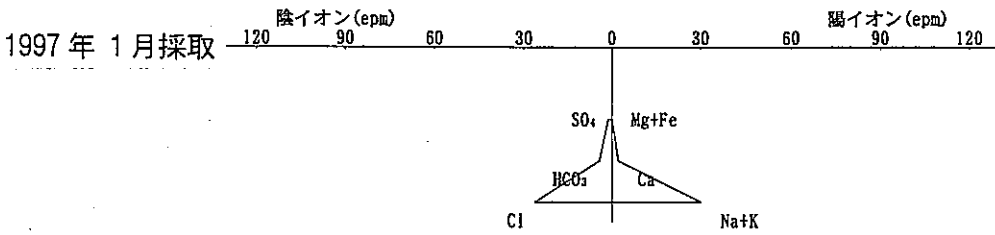
西部-80



西部-300



西部-610



600m電車坑 18目抜先 立孔ボーリング

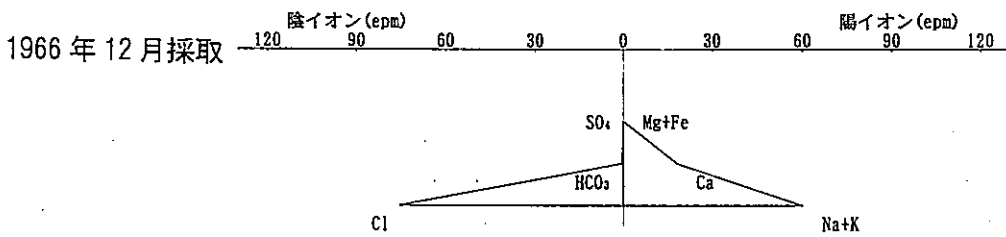


図 24 炭磁稼働時の坑内水と現在の立坑坑内水の水質の比較

3. 4. 3 安定同位体比から見た Cl イオンの起源

高瀬(1981)によれば、西部坑における 600 m 付近の坑内湧水の Cl と δD 、 $\delta^{18}O$ 、および ^{14}C 分析を行った結果、湧水の起源は地表水と海水が混合したものであり、数千年から数万年の地下水年齢をもっていると解釈されている。

この研究以外に坑内湧水に関する同位体情報は確認されていないため、閉山した現在では坑内水の採水は不可能であり従って同位体を用いた坑内湧水の水質区分は不可能である。そこで、炭田周辺の温泉水に見られる Cl イオンの起源を基に、炭田内の湧水との関連をつかむことを目的として、1996 年 2 月および 1997 年 1 月に周辺 9 カ所の温泉水 (表 8、図 22) を採取し分析を行った。一般水質、および環境同位体に関する分析結果は表 9 に示したとおりである。

図 25 に示すトリリニアダイヤグラム、ヘキサダイヤグラム等によると、Na-Ca-Cl タイプの藤間地区、塩屋崎地区、Ca-Cl-SO₄ タイプの常磐湯本温泉、草木地区、石森地区、Na-Cl タイプの新舞子地区、小名浜地区、西部立坑に分類されるが、図 26 に示す同位体比と Cl の関係によれば、いずれの温泉水も地表水と海水を結ぶ線上に分布しており、Cl の起源は海水として判断される。海水としてはそれらが地層中に取り込まれた時期により、現海水と化石海水に区分でき、これまでの調査結果から常磐炭田の坑内水には現海水と化石海水の二通りが存在していることが指摘されている。図 27 は、当地域の温泉水、降水(水戸における 1994 年の 1 年間の降水の平均値 (δD : -43.0‰、 $\delta^{18}O$: -6.9‰)) をデルタダイヤグラム上にプロットした結果である。この図によれば、当地域の温泉水は地域の降水組成に極めて近いものと現海水 (δD : 0‰、 $\delta^{18}O$: 0‰) との混合線上に全てがプロットされている。常磐炭坑における化石海水の安定同位体比の測定結果はないが、一般的にいわれている化石海水は、長期間海水が地層中に閉じ込められた結果周辺の岩石との同位体交換反応により酸素同位体 ($\delta^{18}O$) が 2 から 20% 程度重くなっていることが指摘されている。今回の測定結果には、このような酸素同位体比が重くなる傾向が見られないことから、今回確認された温泉水の Cl の起源としては、現海水と考えることが妥当と思われる。

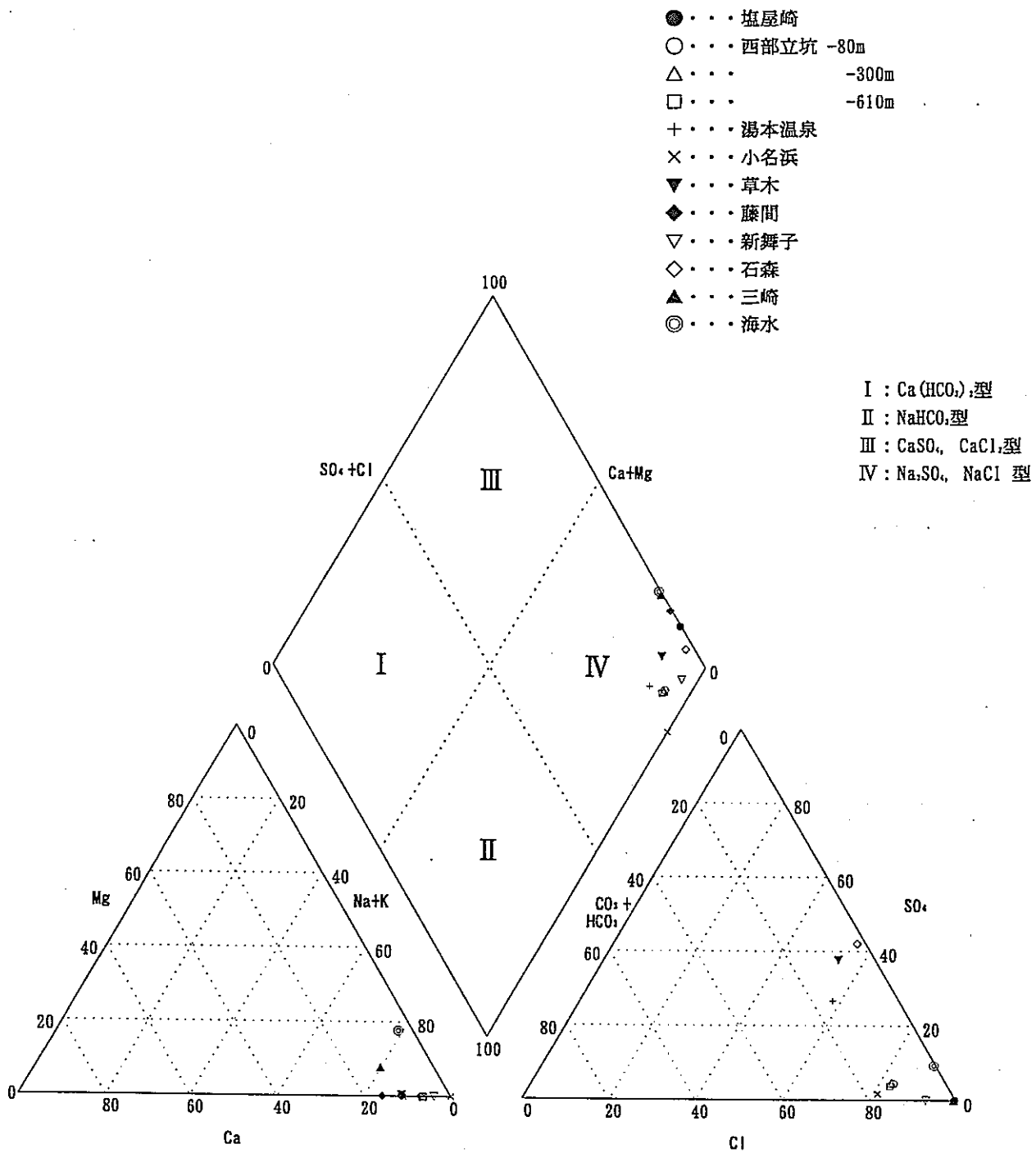


図 25 常磐炭田周辺の温泉水の水質のトリリニアダイアグラム

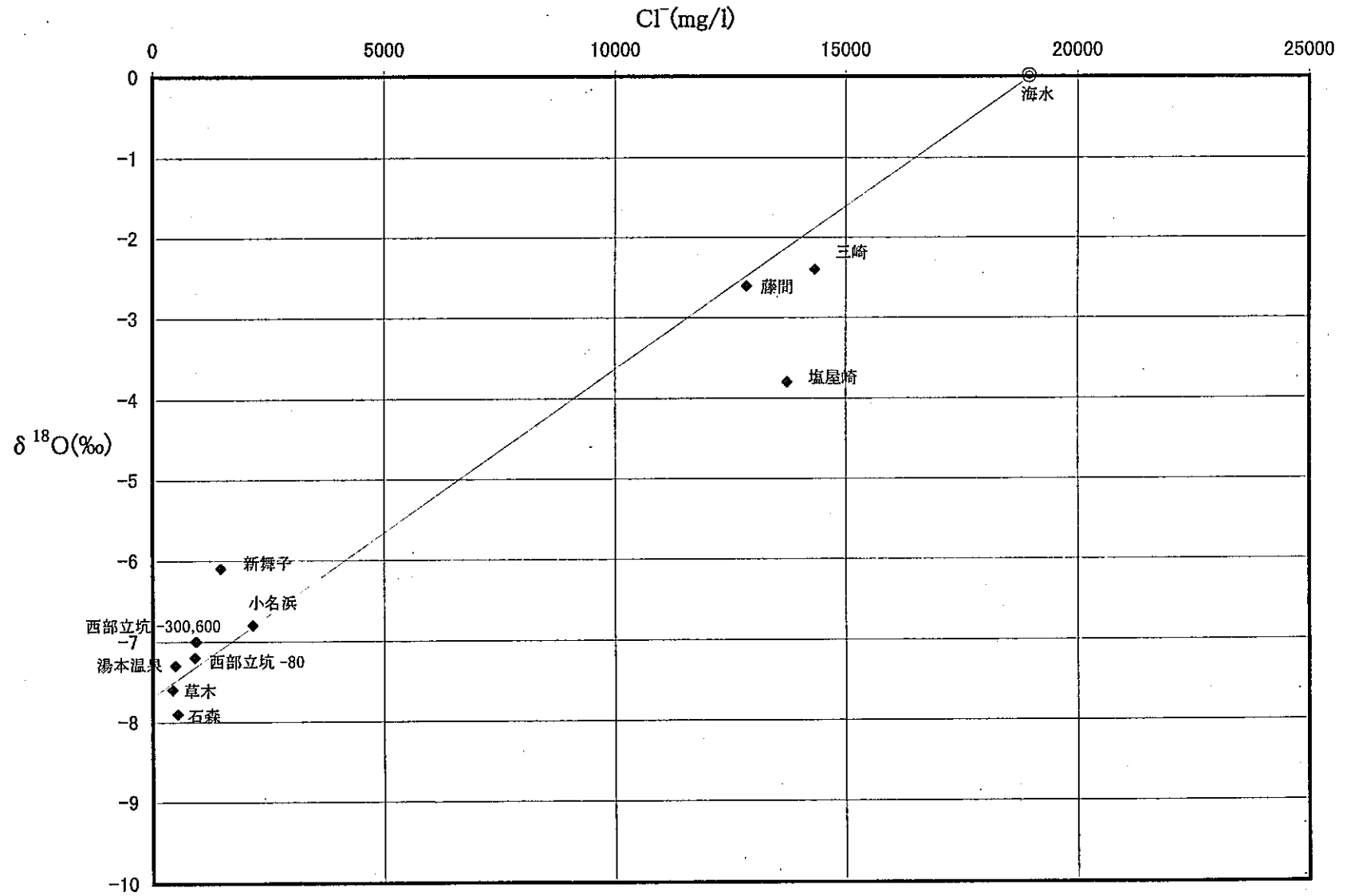


図 26 常磐炭田周辺の温泉水の Cl イオンと $\delta^{18}\text{O}$ 関係図

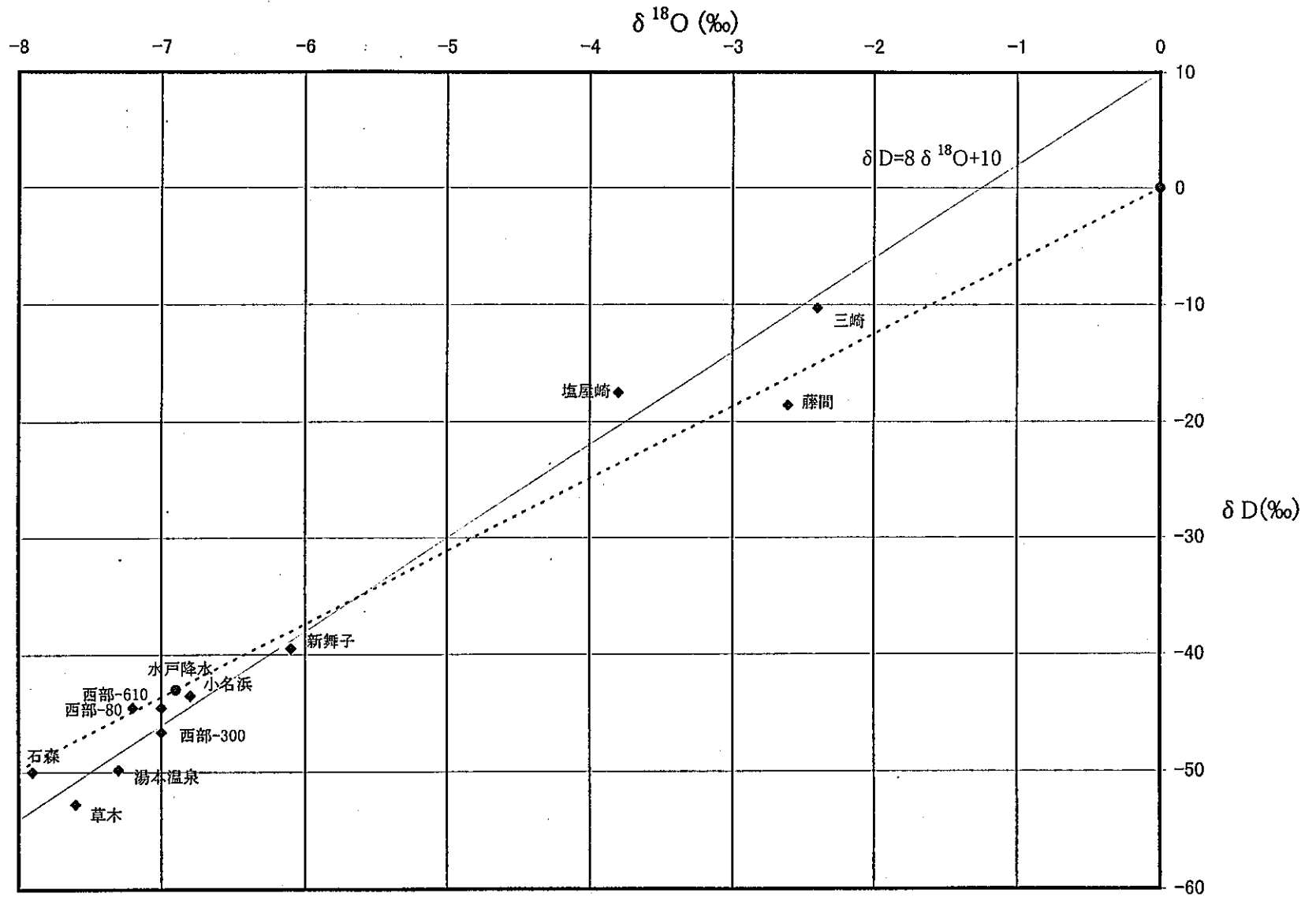


図 27 常磐炭田周辺の温泉水の安定同位体比デルタダイヤグラム

3. 4. 4 塩淡混合の実態とその空間分布

前項で述べたように、常磐炭田周辺の温泉水は現海水と地域の降水を主体とする地表付近の浅層地下水の混合したものであることが明らかになったので、ここでは、それらの混合の実態について詳細に検討する。

今、図 26を基に地域の浅層地下水の安定同位体比(図 26の回帰直線をもとに Cl 濃度が 0ppm のところの安定同位体比を推定)は、 $-8.5\text{‰}(\delta^{18}\text{O})$ 、Cl 濃度 0 ppm であるとみなすと、海水 (0 ‰、18980 ppm) の混入率は Cl 濃度に関する 2 成分系混合モデルによれば、以下の表 11の様になる。一方、これらの温泉水のトリチウム濃度と Cl 濃度の関係は図 28に示すように塩分濃度の増加と共にトリチウム濃度が減少する傾向が顕著であり、この関係を外挿すると海水のトリチウム濃度はほぼ 0 T.U.と予測される。今、0 T.U.の海水と地表の浅層地下水が混合したものと仮定すると、測定された温泉水のトリチウム濃度をもとにそれぞれの温泉水を構成する地下水のトリチウム濃度(地下水年齢)を二成分系の混合モデルにより逆に評価できる。このようにして得られた地下水のトリチウム濃度を表 11に示すと共に、また、得られたトリチウム濃度を基に筑波における降水中のトリチウム濃度変化データと対比することにより図 29および表 11に示すような混合する浅層系の地下水の年齢が評価された。これらの結果によれば常磐地域の温泉水は 50 年より古い年齢の海水と 10~40 年程度の年齢を持つ地表付近の浅層地下水が混合して形成されたものと考えられる。

表 11 海水の混入率と地下水の年齢

	海水混入率 (%)	推定された混入浅層 地下水のトリチウム濃度 (³ H,T.U.)	地下水年齢
三崎地区	75.5	—	—
塩屋崎地区	72.3	2.5	10年以下
藤間地区	67.7	0.6	40年以上
小名浜地区	11.3	1.2	〃
新舞子地区	7.6	2.1	〃
西部立坑	4.9	2.0	〃
石森地区	2.8	0.7	〃
湯本温泉	2.5	2.9	10年以下
草木地区	2.2	2.7	〃

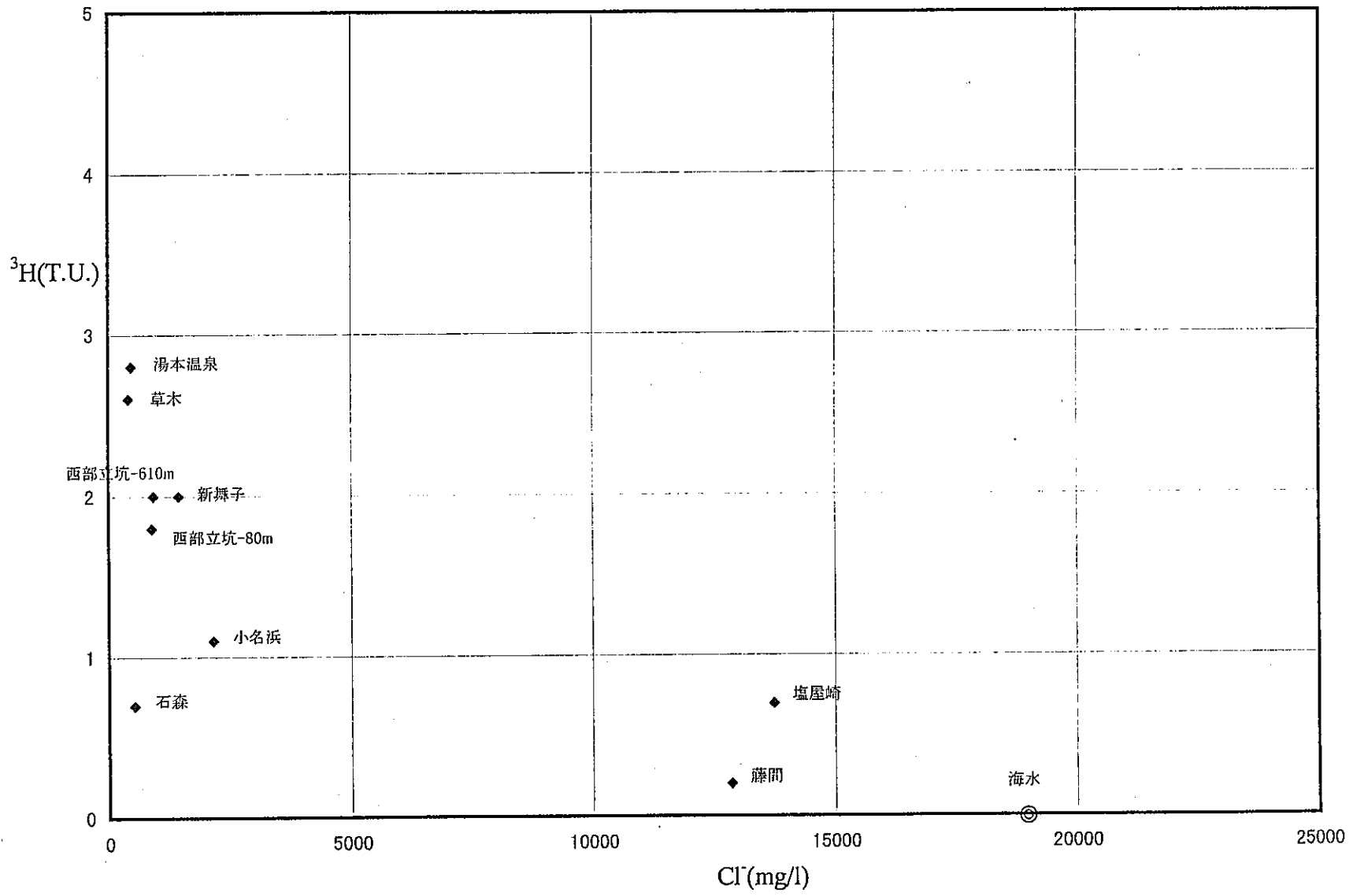


図 28 常磐炭田周辺の温泉水の Cl イオンとトリチウム濃度関係図

降水のトリチウム濃度と現在の濃度からの経過時間の推定

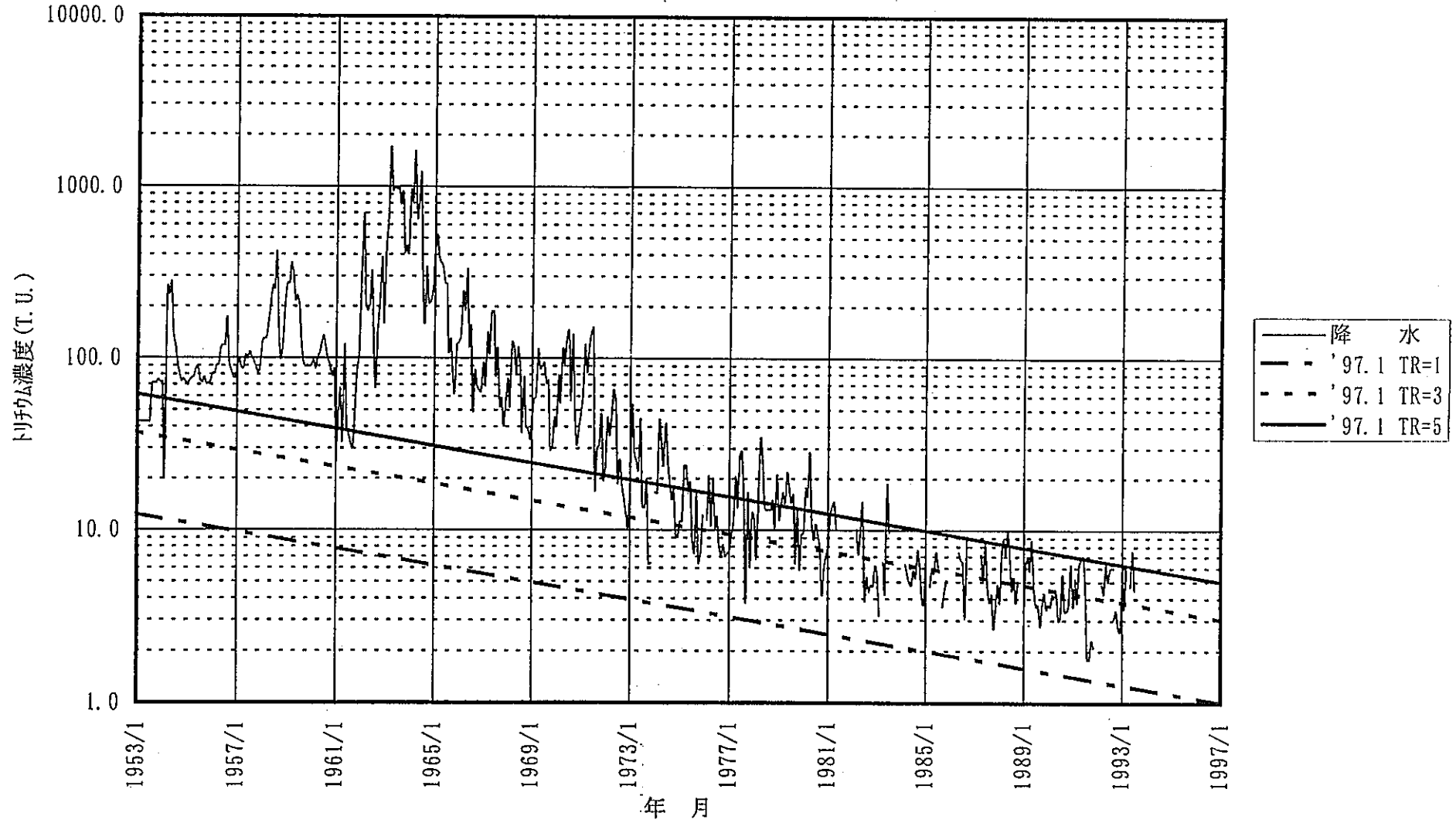


図 29 筑波における降水中のトリチウム濃度経時変化

図 30は、今回測定された常磐炭坑周辺の温泉水と、常磐炭坑坑内水のうち、その起源が現海水と地下水の混合水と考えられている③の西部坑、湯本六坑ほかの下盤からの湧水（Cl 濃度 1000～2000ppm 程度）についてその Cl 濃度について重ね合わせた分布図である。湯本温泉、西部立坑、草木地区、石森地区などの内陸部の温泉水の Cl 濃度は、坑内水の Cl 濃度とよく整合しており、何れも現海水と地下水の混合水であることを支持している。そこで、図 30にあるように沿岸部の温泉水まで含めた Cl 濃度の分布図を作成したところ、沿岸に向かって濃度上昇する塩淡境界面の存在状態が濃度分布として示された。図 31は、これらの坑道および温泉水の採取深度の分布を現したものであるが、図 30と合わせて眺めることにより、塩淡境界の立体構造が顕著に把握できる。今、海水の Cl 濃度を 19000ppm とした場合、Cl 濃度 10000ppm のコンターが海水混入率が約 50%のゾーンと判断される。また、図 32に示す採水深度と Cl 濃度の関係図を外挿することにより、19000ppm に相当する海水のフロントは、深度およそ 1100～1800m 付近に存在しているものと推定された。但し、ここで推定された塩淡境界面は岩盤の透水性が均一で且つ単一傾斜の地層を想定した場合のものであり、実際の塩淡境界の把握には現実の地質分布状況を反映した透水性の分布をよりの確に把握した上で検討する必要がある。

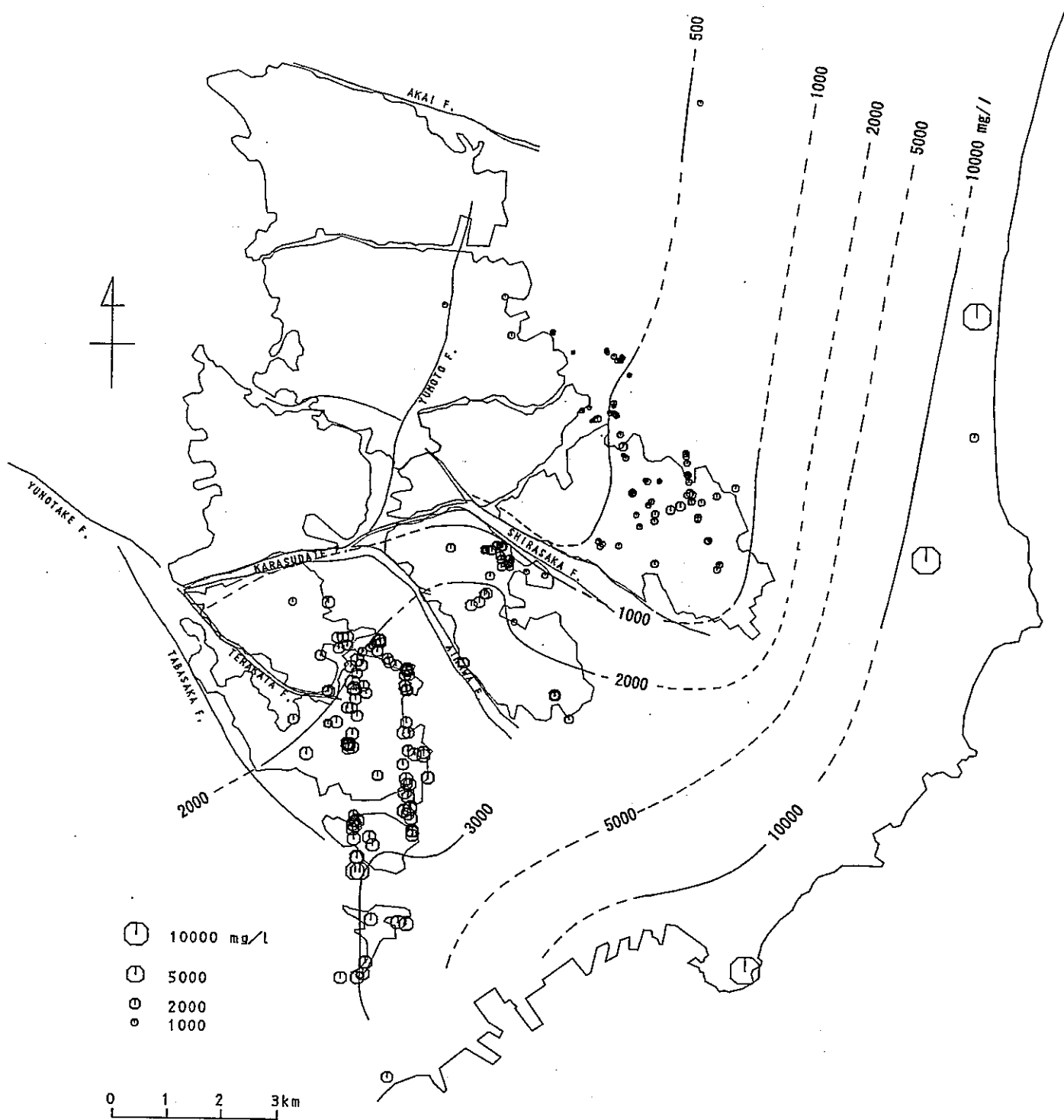


図 30 常磐炭田およびその周辺部における深部岩盤地下水中の Cl 濃度分布

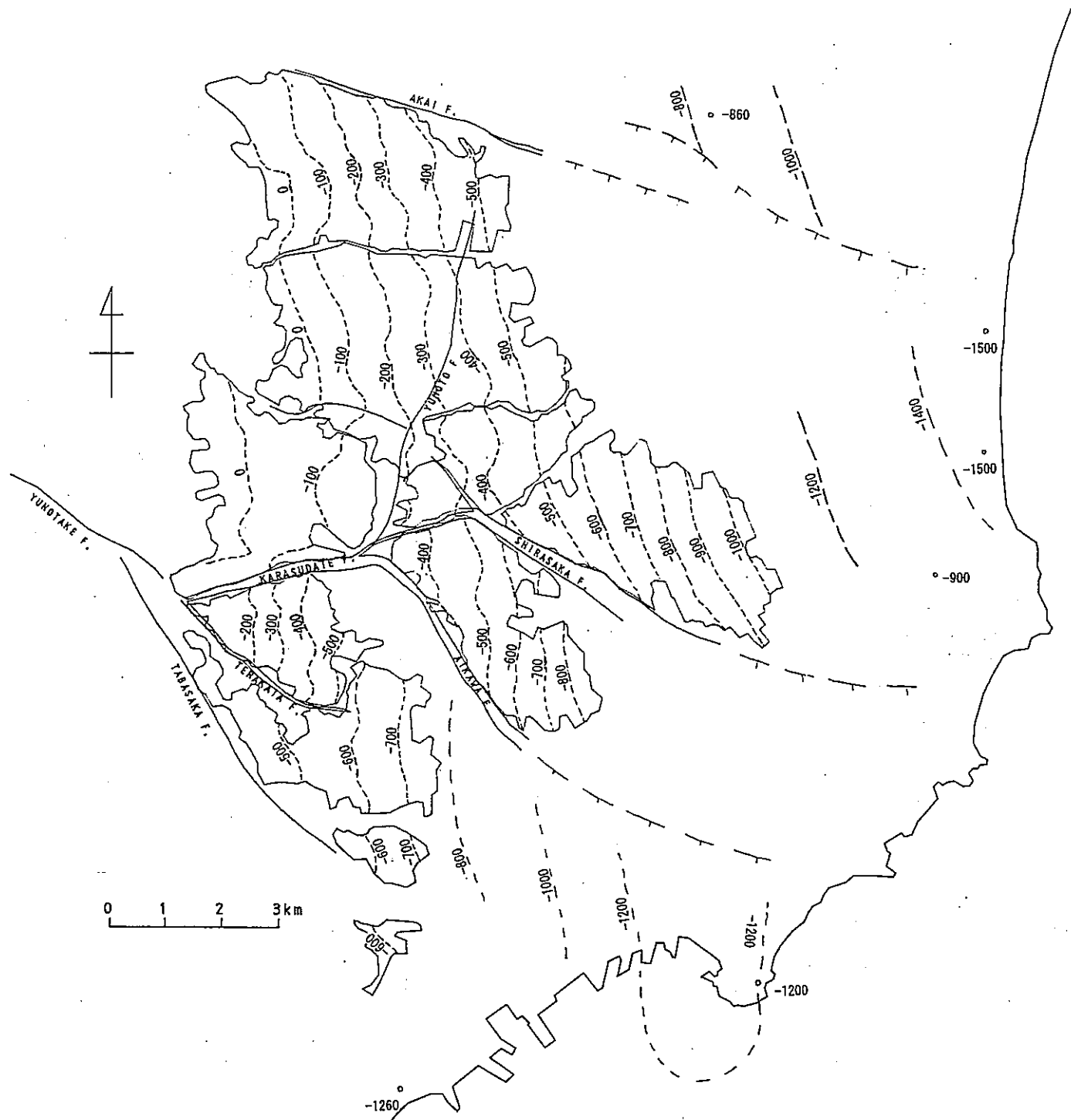


図 31 常磐炭田およびその周辺部における深部岩盤地下水採取深度分布

塩素イオン濃度と深度の相関図（下盤側地下水）

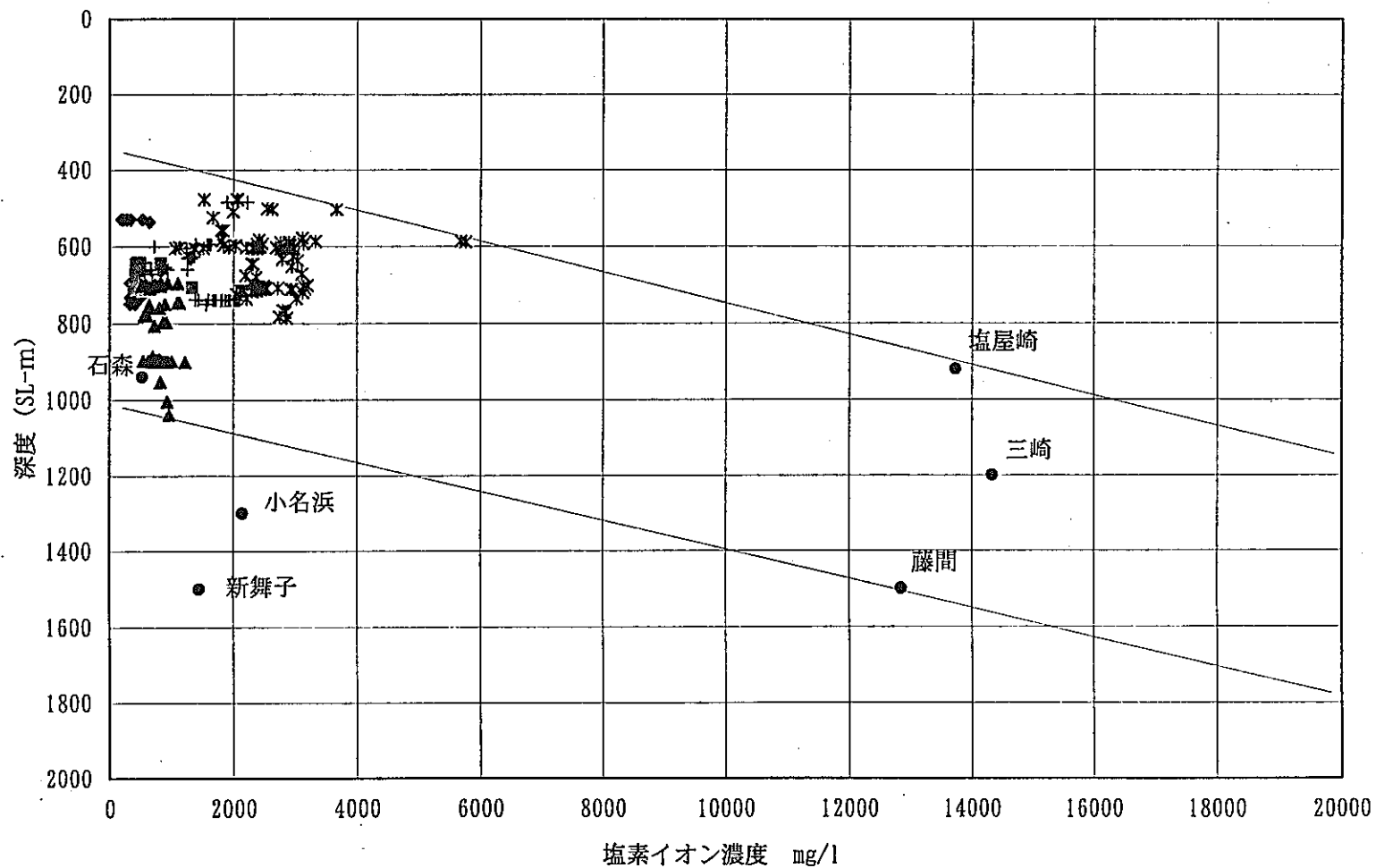


図 32 常磐炭田およびその周辺部における深部岩盤地下水中の Cl 濃度の深度変化

4 常磐炭田における広域水理シミュレーション

4.1 広域・長期シミュレーションの目的

深部地下水の水質形成機構を解明する上で、地下水流動系を解析的に明らかにする手法を確立することは重要である。また、これを中・長期的な時間（例えば 100 年から 10000 年）にわたる水質、水理環境について、過去の変遷を把握するための手法としての適用性が確認されれば、水質形成機構や地下水挙動を知る上で非常に有効である。こうした過去の長期にわたる再現性の証明により、逆に将来予測の長期的な問題へと拡張して応用することが可能となると考えられる。

常磐地区のような海岸域においては、海水面変動が深部地下水の水質に影響を与えると考えられ、これによる塩淡水境界の遷移、碎屑物の沈殿堆積といったロングレンジの水理条件変化を解析することは重要である。このためには現在の地下水循環系を再現するシミュレーションに留まらず、海退期（氷期）から現在（間氷期）までの海面変動や地質学的事象を数万年という長期の時間スケールで再現できる解析手法の確立も求められる。

地下水の実サイトにおける観測データとシミュレーションの比較例のうち、広域的な非定常の地下水流動について長時間にわたるシミュレーションを行った事例としては、久慈地区における石油地下備蓄基地建設での水理シミュレーションの例がある（岡本ほか(1995)）。これは約 10 年間の水理挙動を備蓄基地の建設と平行してシミュレートし、実際の観測データとの比較により長期にわたる地表水、地下水の挙動の再現性を確かめたものであった。

今回の研究で対象としている常磐炭田地域では、明治時代の炭坑掘削から現在の再冠水までのおおよそ 100 年間にわたる一連の水理環境の変化をモデル化する必要があり、時間としては前述の備蓄基地の例と比べて 1 オーダー大きいものである。また対象領域も、備蓄基地のシミュレーションと比べてかなり大きくなっている。

今回のシミュレーションの目的は、こうした約 100 年という時間スケールでのシミュレーションの信頼性を確認するとともに、常磐地区における坑道掘削という人為作用により生じた長期の地下水流動変化の把握を行なうことである。また同時に深部地下水に関する解析手法として、長期的な将来の変化予測の手法としての有効性を検証することも重要であり、今後、前述のような海面変動等を含む超長期の問題を解明する手法の確

立に向けたひとつのステップとなるという意義がある。

今回の広域シミュレーションにおいては、限られたデータからのモデルの設定、検証を余儀なくされた。しかしその中でも現在得られるデータや、過去の限られたデータからある程度信頼度の高い解析結果を得ることができ、そしてそのための計算手法の適用性の検討、計算に用いる条件をどのようにして得るか、解析のモデルをどのように構築すればよいか、解析解の検証のデータとしてどのような観測、調査が必要か、どのようにマッチングすればよいかといった様々な課題に関する検討の事例という意味もあろう。

長期の問題になればなるほど、解析条件やパラメーター、モデル化のための地質構造の情報など不明確な要素が多くなり、またマッチングのための観測データも限られる。その中で、いかに中長期の問題に対して有効な、信頼性のある解析手法としていくか、どれくらいのオーダーで信頼度のおける結論を示し得るのかの判断が必要である。またそのために、どのようなデータがあれば、あるいは今後の計測により取得すれば信頼のおける手法となるのかを明らかにしていくことは今後の重要な研究課題である。

4. 2 シミュレーション手法の概要

4. 2. 1 はじめに

ここで今回の解析に用いたシミュレータの概要について説明する。

一般的な陸水循環の解析では、1)降雨・蒸発、2)地表・河川の流れ、3)地下浅部の空気・水2相流れ、およびより深部の水の卓越する流れ、が対象となる。物理的なモデル(数値解析モデル)上は、1)は外系との物質交換、2)は開水路中の高速の流れ、3)は多孔質体中の遅い流れとして考えられる。一般的な有限要素法などによる地下水解析(飽和不飽和解析)では1)、3)が扱われており、2)は取扱いができない。しかし、今回の解析にはより自然な形で陸水循環を捉えるため、1)、2)、3)を同時に考慮する統合型陸水循環解析シミュレータ(HYDCYC3D2P:1990, 1994 東京大学 登坂による)を使用した(登坂ほか(1996))。

4. 2. 2 陸水循環プロセスの2成分2相解析

ここでは、2成分2相流体系の取扱いにより陸水循環プロセスを表現する方法に関し、地下水、地表流、降雨・大気層に分けて説明する。本手法では、入力された降雨量(蒸発量をさし引いたもの)は、地表に沿った流動、下方への浸透、その位置での停留として同時に計算され、質量保存則を満たす様に解が求められる。即ち、水の自然挙動(平地での下方浸透、斜面での地表流・再流出、河川への中・流出・再浸透、地下多孔質体内の流動)が整合的にモデル化される。

(1) 2成分2相流体系としての地下水流動モデル

大気、地表水、地下水の系は空気・水2成分2相系として捉えることが出来る(地下水解析の一法である飽和・不飽和解析は、空気の動きを無視し1成分擬似2相系として単純化したものである)。2成分2相の解析では両相の流れを取り扱うため、数値計算上は計算量の増加は避けられないが、自然界の流体流動をより自然に表現することができる。

水および空気の多孔質体内の同時流れは、2成分2相流体系に関するダルシーの流速公式

$$v_{p,l} = -\frac{K_l k_{r,p,l}}{\mu_p} \frac{\partial \psi_p}{\partial l} \quad (1)$$

を基本として議論できる。ここで、 $v_{p,l}$ は p 相の l 方向の流速、 K_l : l 方向の浸透率、 $k_{r,p,l}$: p 相の l 方向相対浸透率、 μ_p : p 相の粘性係数、 ψ_p : p 相のポテンシャルである。また、添え字 p は相 (水相(w)、空気相(g)のどちらか) を表し、 $l=x,y,z$ は座標を表している。ダルシーの流速公式と質量保存則とを組み合わせると、水と空気の同時流動は次のように書くことができる。

$$\nabla \cdot \left(\frac{K k_{r,p}}{\mu_p B_p} \nabla \psi_p \right) - q_{ps} = \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\phi S_p}{B_p} \right) \quad (p=w, g) \quad (2)$$

ここで、 B_p は圧力による p 相の圧縮性を表す容積係数、 q_{ps} は p 相の標準状態での単位体積の岩石からの生産圧入体積、 S_p は p 相の飽和率、 ϕ は孔隙率を表す。また、

$$S_w + S_g = 1, \quad \psi_w = P_w - \rho_w g Z, \quad \psi_g = P_g - \rho_g g Z \quad (3)$$

の関係がある。ここで、 P_p ($p=w,g$) は流体相の圧力、 Z は基準面より下方に測った距離 (深度)、 ρ_p ($p=w,g$) は流体相 p の密度、 g は重力加速度である。(2)式の未知量として P_g 、 S_w をとると、他のパラメータは次の依存関係にある。

$$P_w = P_g - P_{cw}[S_w], \quad \phi = \phi[P_g], \quad k_{r,p} = k_{r,p}[S_w], \quad B_p = B_p[P_p] \quad (p=w,g) \quad (4)$$

ここで、 P_{cw} は水-空気系の毛細管圧力であり、上式中の $k_{r,p}[S_w]$ などは $k_{r,p}$ が S_w の関数であることを意味している。以上から、支配方程式(2)は、圧力 P_g と水飽和率 S_w を未知量とし流体圧縮性、相対浸透率、毛細管圧力による強い非線形性を含んだ連立偏微分方程式となっている。

(2) 河川および地表流のモデル化

地表流の発生は、降雨強度が地表面の浸透性を上回る場合 (地表面の浸透性が悪いか、

地表面まで水が飽和した場合)に起こる。数値解析的には、垂直接れと側方流れのバランスの問題である。ここでは、大規模な陸水循環を考え、運動量変化などを詳しくモデル化することはせず地表流も河川流もマンニングの平均流速公式に従うと考える。 x 方向の2点を結ぶ開水路における等流を考えた式は

$$v_x = \frac{1}{n} R^{2/3} \frac{1}{|a|^{1/2}} a \quad (5)$$

と表せる。ここで、 n はマンニングの粗度係数、 $a = \partial Z / \partial x$ は河床勾配 (Z は基準面からの河床深度)、 R はマンニングの径深で、

$$R = \left(\frac{hW}{2h+W} \right) \quad (6)$$

であり、 W は水路幅、 h は水流深さである、(5)式では a が0になると計算できなくなるが、実際には a がある値 a_{min} (例えば0.001)以下の場合に $a = a_{min}$ とする。今、地表面上にとられた離散格子を幅 W 、高さ H とし、この底面を流れる地表流を幅 W 、高さ H を持つ水路中の深さ h の水流と考える。地表の流れなどでは $R \doteq h$ である。前述の2相系の支配方程式(2)とのアナロジーからこの水路における飽和率 $S_w = h/H$ を使うと、結局、以下の近似式が導かれる。

$$K^* = \frac{1}{\rho_w g n |a|^{1/2}} \left(\frac{WH}{2H+W} \right)^{2/3}$$

$$kr_w^* = S_w^{5/3} \left(\frac{2H+W}{2S_w H+W} \right)^{2/3} \quad (7)$$

これは2相系のダルシーの流速公式(1)と同じ形である。 K^* は離散化領域で定数(方向性は持つ)、 kr_w^* は相対浸透率と同じく飽和率の非線形関数となっている。このような近似により、地表流・河川流は地下水流と同時に扱うことが出来る。地表流及び河川流では K^* は多孔質体の浸透率に比べて非常に大きくなり、数値解を得る上で若干の不安定性が生じるが、一般的には十分収束する範囲に入る。

(3) 降雨および大気層のモデル化

2成分2相系では、地表面より上を空気の卓越する地層（大気層）として離散化し、そこにおける空気、水の流れも前述の2相系のアナロジーで考える。実際の降雨は地表面に直接注がれるが、数値モデル上は地表に接する離散化大気層に入力することになるが、そこを非常に高い浸透率を持つ多孔質体（孔隙率は1）としてモデル化しておけば、地表に注がれたのと同じ結果となる。

陸水循環シミュレーションにおいて付加する大気層中の空気の流動は、水の流動を主たる追跡目標とする上では大きなファクターではない。しかし、2成分2相解析では、必要なら大気圧の変動（高気圧、低気圧）などの境界変動を簡単に表現することが出来る。

4. 2. 3 3次元陸水循環シミュレータの概要

陸水循環のシミュレーションでは、大きな時空スケール、複雑な3次元地形、地質条件、不均質な地層物性を取り扱う必要がある。実用的意味では、なるべく細かい離散化で、かつ自然で物理的整合性のある解をなるべく速く算出できる手法が望まれる。ここではその目的のために開発された陸水循環シミュレータ（HYDCYC3D2P）に採用した数値解法上の要点を紹介する。

(1) 数値解法の概要

(a) コーナーポイント型差分法による展開

この種の問題への有限要素法の適用は実用性・実現性のうえで困難を伴う。ここでは、コーナーポイント型差分法により離散化を行う。支配方程式(2)を有限微小領域 $\Delta V = \Delta x \cdot \Delta y \cdot \Delta z$ 、および有限微小時間 Δt にわたり積分した形

$$\int_{\Delta t} \int_{\Delta V} \nabla \cdot \frac{Kkr_p A}{\mu_p B_p} \nabla \psi_p dV dt - \int_{\Delta t} \int_{\Delta V} q_{ps} dV dt = \int_{\Delta t} \int_{\Delta V} \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\phi S_p}{B_p} \right) dV dt \quad (p=w,g) \quad (8)$$

を考える。積分の結果を差分形で書くと次の形となる。

$$\sum_{l=x,y,z} \delta_l \left(\frac{Kkr_p A}{\mu_p B_p} \frac{\partial \psi_p}{\partial l} \right) \Delta t - q_{ps} \Delta V \Delta t = \Delta V \left\{ \left(\frac{\phi S_p}{B_p} \right)^{(t+\Delta t)} - \left(\frac{\phi S_p}{B_p} \right)^{(t)} \right\} \quad (p=w,g) \quad (9)$$

ここで、 A_l は l 方向の流路断面積で、 $\delta_l(\cdot)$ は、例えば $l=x$ について

$$\delta_x \left(\frac{Kkr_p A}{\mu_p B_p} \frac{\partial \psi_p}{\partial x} \right) = \left(\frac{Kkr_p A}{\mu_p B_p} \frac{\partial \psi_p}{\partial x} \right)_{x+\Delta x} - \left(\frac{Kkr_p A}{\mu_p B_p} \frac{\partial \psi_p}{\partial x} \right)_x \quad (10)$$

を意味している。(9)式は各格子点につき2つずつ(水と空気)現れ、離散格子数を N とすれば $2N$ 個の差分方程式が得られる。解の安定性を考え、積分された(9)式の左辺に現れる未知量 P, S_w を全て新しい時間のもものとして展開し、水と空気に関する式を同時に解く方法(同時完全陰解法)を採用する。圧縮性と飽和率関数による非線形性はニュートン法を適用して解く。

(b) コーナーポイント型差分による地形、地層表現

一般的な差分法では直方体をベースとした離散格子を使うため幾何形状表現が不自由であり、地形や地層の表現には向かない。そこで、コーナーポイント型差分法を採用する。これは、与えられた8個の空間点により構成される6面体(直方体やそれ以外のもの)をコントロールボリュームとして空間を分割するものである。コントロールボリュームの体積((9)式の ΔV)は立体幾何学的に算出し、面間のトランスミッシビリティ(浸透率 \times 流路断面積、(10)式の計算で使われる)は、様々な抵抗率と断面積の抵抗により構成される電気回路とのアナロジーから計算できる。勿論、あまりゆがんだ格子や大きさのひどく異なる格子を使うことは、数値的誤差の面から好ましくないが、ある程度漸移的で直交性をそれほど崩さない格子システムを柔軟に構成できる。

(c) 行列方程式の解法および高速解法

三次元問題の行列方程式は7重対角行列を係数行列(ヤコビアン)とするもので、大規模問題のシミュレーションでは、この部分の処理に最も多くの時間がかかるから適当な方法を採用する必要がある。本シミュレータには、前処理付き共役残差法(Preconditioned Conjugate Residual Method)が採用されている。前処理はNested

Factorization により行う。この方法では、通常1から10回程度の反復で安定に行列方程式を解くことが出来る。

数値解析においては、大規模なものになるほどコンピュータ能力の制約が強くなる。安定で処理速度もある程度はやい差分法による完全陰解法を用いたが、これでも大規模な問題になるほど計算効率をあげる必要がでてくる。そのための手法として、逐次陽化解法 (Successive Explicitization Process) を適用し、非線形解が収束した格子から順次行列計算から除外し、問題の次数を減らして行く方法を採用している。この手法では、得られる解は本来得られる解と殆ど違わないが、ニュートン反復過程での急激な未知数の減少により計算時間は大幅に短縮できる。短縮の程度は大きな問題におけるほど大きい。

更に高速化を図るため、相適応型解法 (phase adaptive solution) を採用した。この方法では、ニュートン反復過程において水で飽和している格子では水のみを、2相状態にある格子でのみ2つの未知量を解く。一般に、大規模解析では地表付近に2相条件があるが全格子数からすると数少ないため、この手法の併用によってCPU時間の大きな短縮が得られる。

(2) 各種水理条件の設定法

(a) 地表水理条件及び初期値の設定

2成分2相系では、地表面上の流れを表現するため大気層を付加することを述べたが、大気層の浸透率および相対浸透率は(6)式から計算する。地表面には林草地、河床、舗装面などに応じ粗度係数を与えることができる。地表面上の大気層格子の高さは川の深さ以上の適当な大きさにとる。また、降雨(観測降雨より蒸発量を引いたもの)は地表の全面或いは局地的に、計算時間に沿って与えることができる。

数値モデルの初期条件としては各格子の圧力および水飽和率を格子毎に与えることになるが、複雑なモデルに対しては地下水面を与えることにより、対象領域全体にわたって静水圧を仮定した初期化を行うことが出来るようなオプションが用意されている。

(b) 閉境界、定圧境界、定流量境界などの設定

地下水解析において一般的に必要なのは閉境界、定圧境界、定流量境界である。一般に既述の差分法では、領域の最外部は自動的に閉境界となっている。広域の地下水

解析において分水嶺を連ねた線を閉境界とみなすことが普通で、その線で領域を囲えば閉境界条件は自動的に満足される。勿論、任意の場所に閉境界を設定することは浸透率データの操作により行える。

定圧境界、例えば、定海水準境界、湖水境界、地下空洞などの人工境界では、圧力の変化しない条件を作り出す必要があるが、これは格子に与える孔隙率データを操作する（具体的には非常に大きな値とする）か、格子長さデータを操作することで設定することが出来る。

定流量境界は生産圧入項により任意に設定できる。

(c) 坑井境界の取扱い

坑井（孔）は、地下水の生産（揚水）、圧入や挙動観測の為の重要な場所であり、数値計算上もその取扱いは重要である。生産・圧入・観測などの坑井オペレーションは、一般に地下に垂直井を掘りストレーナ、パッカー等を設置して行うのが基本であるが、近年に見られるような、大規模な地下空洞の建設時などでは、水平にボーリングを掘り湧水量の観測なども行うから、そのような場合の取扱いも必要である。

通常の数値計算では格子の大きさに比し坑井の半径は無視できるほど小さく、坑井は複数の地層（格子）を貫いて延びる一次元の導管と考えられる。我々の観測できる量はそのような坑井の圧力値（坑底、坑口）であるが、数値計算上得られる圧力は大きな格子の平均圧力であるという事実を考えると、両者を同じレベルで比べるための方策が必要となる。2次元放射非定常流の理論解から導かれる両者の関係は Peaceman によって得られており、多くの場合非常によい近似となる。本シミュレータでもその手法を採用している。

一般的に、坑井の計算は流量規定型と圧力規定型に分けられる。坑井において流量が規定された場合には、その坑井の貫く複数の格子（地層）に流量を整合的に分配するような坑底圧力が求められる。坑底圧力が規定された場合には、その坑井の流量が複数の格子との流入出量の和として計算される。

本シミュレータでは、地下空洞建設などの様々な方向へのボーリングを表現するため、水平方向も含め坑井のオペレーションが規定できるようにされている。

地下水位観測井の観測水位に対応する計算上の水位は、流量規定型坑井（流量=0）として求められる坑底圧力から大気圧となる深度を算出する方法を使用することもできる。

(d) 人工境界

トンネル、坑道、地下空洞、地下ダムなどの人工構造物の周辺に起こる流れ、湧水、周辺地下水位変化の様子、などを解析することもこの種のシミュレーションの対象である。このような場合の境界の取扱いは、格子毎に、状態量（圧力、飽和率）、物性（浸透率、孔隙率、相対浸透率、毛細管圧力）を、実際の工事の進展に合わせ与え直すことで現象を再現することが出来る。例えば、地下空洞などは、浸透率、孔隙率ともに非常に大きく、圧力は大気圧、空気飽和率が1で毛細管圧力が0の空間、として与えることにより、ポテンシャル差による周辺岩盤から空洞への湧水量、或いは気相の岩盤への侵入量などが計算できる。

(3) 媒体・流体物性値の取扱い

媒体物性としては、格子の幾何形状、孔隙率、孔隙の圧縮率、格子の方向別浸透率（6方向）を与える。隣接格子面間のブロック浸透率は格子の幾何形状を考慮した調和平均を使用し、各面別個に計算する。これにより、断層・割れ目を含むような高い不均質性を含む3次元モデルを構築できる。

空気および水の物性値（容積係数、粘性係数）は圧力の関数（表）として与える。滑らかな関数テーブルであれば任意の形（線形、非線型）で与えることが可能である。

飽和率の関数として相対浸透率および毛細管圧力を必要とする。多孔質体については実験値などの典型的な形を入力するが、大気層については、地表に沿う方向には近似式(7)により計算される相対浸透率を使い、下方には水と空気の完全分離を想定した疑似相対浸透率、疑似毛細管圧力を与える。一般的には、実験室レベルの相対浸透率ではなく、大スケールでの飽和率の分布形を考慮にいった方向別の疑似関数を格子毎に設定できるようにプログラムされている。

4. 3 シミュレーションモデルの概要

(1) 基本データの整理

水理シミュレーションモデルの構築に必要な基礎データとして次のものを収集整理した。

地形データについては縮尺 1/25,000 の基本図を作成し、数値解析に用いるメッシュデータの作成、標高データの読み取りを行った。

地質構造に関しては地域全体にわたる地質断面図を作成し、また主要な断層に関するデータの収集を行った。

気象データについては、いわき市小名浜地区における降雨データについて整理した。

計算の入力条件のうち、坑道の掘削範囲に関しては炭礦の記録をもとに採掘範囲に該当するグリッドを経時的に抽出し、不明な部分は周囲からの推定により計算条件を設定した。最終的には1年毎に採掘エリアを設定した。

以上のような基本データの検討結果に基づき、シミュレーションのためのモデルを設定した。

(2) 水理シミュレーション解析の実施

解析モデルにより、以下の段階に分けて地下水流動シミュレーションを行った。

- ① 坑道のない状態の定常解析
- ② 坑道掘削時の流動解析
- ③ 閉山後の再冠水時の流動解析

以上の解析結果と比較可能な炭礦の実データとして、坑道掘削段階では坑内の水頭圧の経時変化データ、および排水量（坑内湧水量）、さらに水没再冠水後の段階では立坑における地下水位の回復データなどを整理した。解析解と検証データとの比較により、モデルおよびパラメータに関して、問題点を検討、整理した。

数値シミュレーションでは、解析の場をモデル化し理解するためのデータと解析結果を検証するためのデータとが必要である。次ページに示すように地下水流動解析についての流れの中で必要となるデータセット、モデルが整理されている。

これらの過程を踏まえながら、解析のためのデータ設定について説明する。

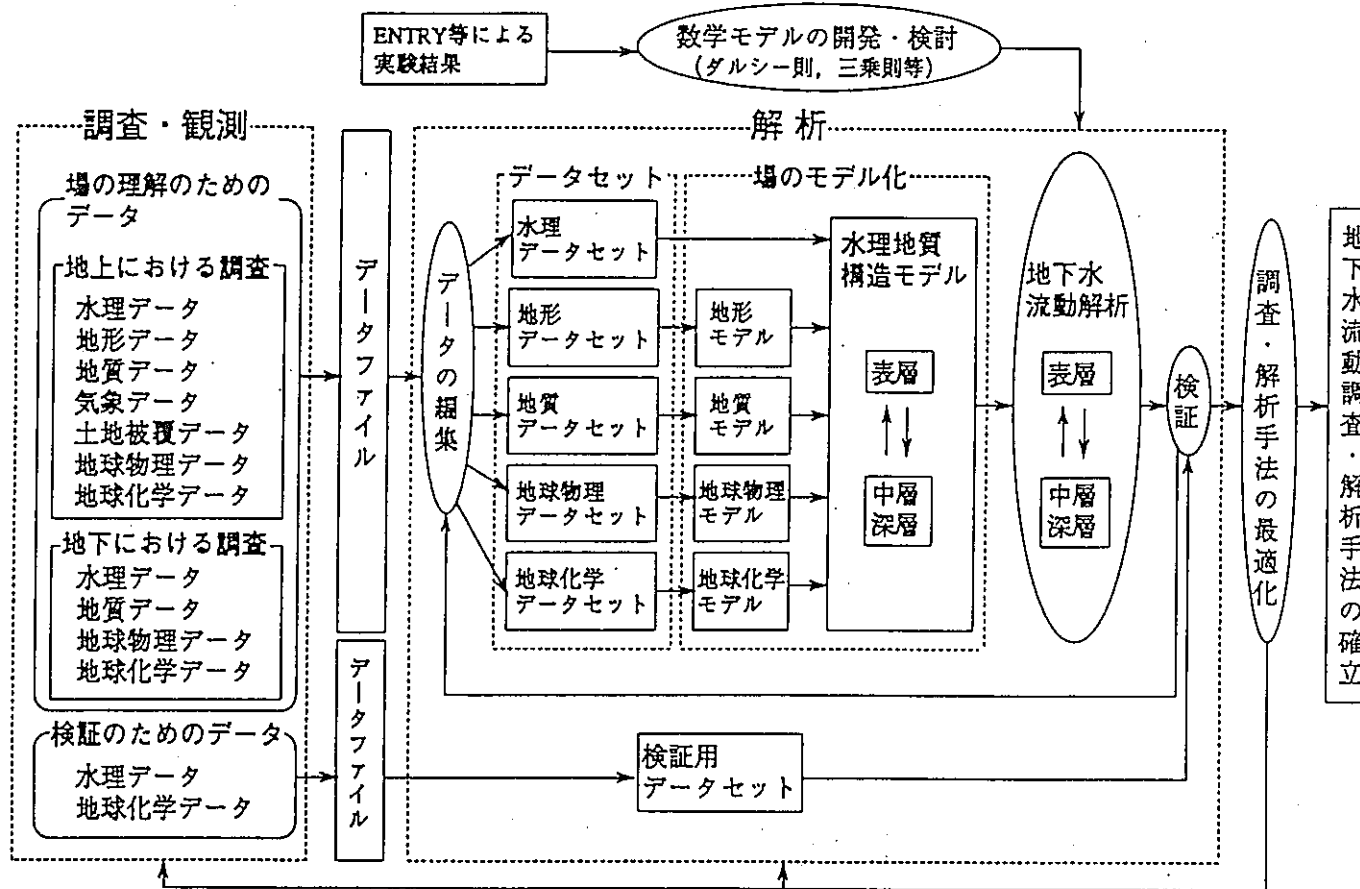


図 33 地下水流動調査・評価工程図

地下水流動解析のためのデータ

	坑道掘削前の状態の解析 (初期状態・定常解析)	坑道掘削段階の解析	再冠水水位回復時から 現在に至る時期の解析	長期解析
場のモデル化の ための データセット	降水量 (平均降水量) 地形モデル 地質構造モデル 物性モデル 浸透能 透水係数 空隙率 貯留係数	降水量 (1ヶ月単位) 地形・地質・物性モデル 坑道モデルとその展開の経時変化データ 大きさ・深度・時期	降水量 (1ヶ月単位) 地形・地質・物性モデル 再冠水直前の地下水位 (水圧) 再冠水直前の坑道分布	地形・地質発達史 地質構造形成史 海水準変動 現在の活構造
検証用 データセット	河川流量 (自然地下水位)	地下水位 (水圧) 経時変化 排水量 (坑内湧水量) (水質の経時変化) (水温の経時変化)	立坑水位回復データ (平均回復速度、季節変動)	ナチュラリアク 化石海水の解析 塩淡境界の変遷 地化学的検証 その他

図 34 常磐炭田地区における解析のためのデータ

4. 3. 1 地質構造基礎データの整理

シミュレーションモデルを作成するに当たって、まず地質構造を反映するために、常磐炭鉱における試錐資料などに基づいて地質断面図を作成し、基本となる地質構造について検討した。その際、既存の地表地質資料および常磐炭鉱により調査されたボーリングデータや立坑の記録から深部地質をプロットし整理した。

炭鉱に関する収集資料には、立坑開削時の地質記録に関するもの、炭層探査試錐による地質データが集められている。さらに、最近の温泉・井戸ボーリングデータの地質の記録も幾つか収集できた。断面図の地質構造にそれらのデータを反映した。

また解析地域中央付近の深部地下構造は、炭礦の坑道深度（炭層等高線）データをもとに地質構造をプロットしている。逆に、坑道が到達していない周辺の地域や、炭層以深の基盤構造のデータは少なく、推定によるところが多い。

地質構造の概要を示すと、基本的には西部に花崗岩類を主とした基盤が分布し、東部に向かって基盤面の分布標高が低下するとともに、第三系を主体とする堆積岩類が東から北東の傾斜で分布している。また沿岸近くになって向斜構造がみられる。また断層（すべて正断層）により分断され、ステップ状に地質分布が繰り返している。

地質構造をシミュレーションに反映させる上での問題点としては、前述のように沿岸地域や常磐の南西地域など、炭坑掘削データの無い地域の地質構造が不明確である点がある。また石炭層以深（白亜系、基盤岩）のデータの不足もある。さらに断層に関して、その分布形態の三次元的な、とくに深部での位置の設定方法が難しい。地質断面の作成時点では、炭礦により断層の分布位置が判明したもの以外は、地表での概略の傾斜から直線的に深部に連続するものとして設定した。

また、この地質区分は、地表地質図と、ボーリング等で確認されている鍵層となる石炭、亀ノ尾層頁岩、白坂層の厚い泥岩等によりおおよその層厚や層位関係で設定したものであり、必ずしも明確な岩相の記録があるわけではない。

4. 3. 2 各種物性値および入力条件の設定

各地層の透水性の検討は、今回は、初期設定として一般的に岩相から推定される値を仮定して計算に用いた。

透水係数に関しては、既往の文献データや地質的特徴から推定して次ページに示した様な値を仮定した。

最浅部の沖積層の透水係数データは、建設土木分野での直接測定データがあるが、岩盤の透水係数を求めた例は少ない。特に 100 m を超える深部でのデータは少ないため文献等から岩種別の透水係数の最瀬値を参考として仮定する方法をとった。

また鉛直方向と水平方向の異方性をどの程度に設定するか、断層の影響をどう評価するかなどの問題点が残されているが、今回は仮定条件のもとで推定値を用いた。

その他の必要な物性値としては、地層ごとの空隙率、異方性がある。また断層に関する透水性のパラメータについても明らかにする必要がある。

これらのパラメーターの設定方法に関しては、今後とも地質からの推定方法や、調査、計測による確認の手法等に関して検討し、その質、精度を高めていく必要がある。

表 12 透水係数設定値一覧表

記号	岩相	地層名(部層名)	層群名	地質時代	透水性区分	水平方向 透水係数	鉛直方向 透水係数			
a	礫・砂・シルト・粘土	沖積層		完新世	10 未固結	1×10^{-3} cm/sec	1×10^{-5} cm/sec			
Tag	凝灰質シルト岩・砂岩	四倉層、照島層など	多賀層群	新第三紀中新世～鮮新世	9 泥質～互層	5×10^{-5} cm/sec	1×10^{-5} cm/sec			
Sta	凝灰岩質砂岩・凝灰質砂岩 砂岩・泥岩互層	下高久層	高久層群	新第三紀中新世						
Num	凝灰質細粒砂岩	沼ノ内層								
Kta	礫質粗粒砂岩	上高久層								
Na	砂岩、礫岩、凝灰岩、 凝灰質砂岩、凝灰質泥岩	南白土凝灰質砂岩・泥岩部層 吉野谷礫岩・砂岩部層	中山層					8 砂質または 互層	1×10^{-4} cm/sec	5×10^{-5} cm/sec
Tmi	中粒～粗粒砂岩	三沢砂岩部層	平層							
Tho	泥岩、砂岩・泥岩互層	本谷泥岩部層								
Tis	安山岩質凝灰角礫岩	石森山凝灰角礫岩部層								
Tya	中粒～粗粒砂岩	上矢田砂岩部層								
Kam	板状泥岩	亀ノ尾層	湯長谷層群					7 泥質 ～互層		
Miz	細粒砂岩、泥岩	水野谷層								
Goy	礫岩、砂岩	五安層								
Kun	礫岩、砂岩、凝灰質泥岩、亜炭	櫛平層		6 砂質	5×10^{-4} cm/sec	5×10^{-4} cm/sec				
Si	泥岩	白坂層	白水層群	5 泥質・固結大			1×10^{-6} cm/sec	1×10^{-6} cm/sec		
As	細粒砂岩	浅貝層		4 砂質・固結大						
Iw	礫岩、砂岩、石灰	石城層		双葉層群	3 互層・固結大	1×10^{-5} cm/sec			1×10^{-5} cm/sec	
Fu	砂岩、礫岩、泥岩	足沢層、笠松層、玉山層	後期白亜紀							
Gr	角閃石黒雲母花崗閃緑岩	花崗岩質岩石	先第三紀	2 基盤岩風化帯	1×10^{-5} cm/sec	1×10^{-5} cm/sec				
Gb	はんれい岩、輝岩など	はんれい岩質岩石								
Po	黒雲母石英閃緑ひん岩	貫入岩								
Gom	緑色片岩、泥質片岩など	御所所変成岩類		1 基盤岩			1×10^{-7} cm/sec	1×10^{-7} cm/sec		

4. 3. 4 解析三次元メッシュの作成

これまでに取りまとめた地質区分および地質構造を反映して、解析範囲を立体的に格子状に分割し、解析モデルを作成した。

解析範囲としては分水嶺と大きな河川に囲まれた範囲を設定した。解析範囲の東側は太平洋であり、定圧境界とした。北側は低地を流れる夏井川およびその支流の好間川の水系を画する分水嶺に沿って北西に伸び、西側も同じ好間川の集水域を囲む分水嶺に沿って湯の岳に至る範囲、そして南側は鮫川の支流、釜戸川の水系を画する分水嶺（鮫川水系と藤原川水系を隔てる分水嶺）に沿って太平洋にいたる形状となっている。いずれも閉境界を仮定した。

さらに地質構造を反映したグリッドの設定をおこなうため、坑道の分布形状を考慮した解析メッシュの作成を行なった。すなわち、

- ・石炭採掘坑道の層準に相当するグリッドを5 mの厚さの薄い層として立体的な格子を設定し、その上下のグリッドには急激な容積変化を緩和するため30 m程度の厚さの格子を重ね合わせた。

- ・これに伴い、地層構成の表現が粗くならないよう鉛直方向の地層数を12層に増加
- ・格子数は端部要素（定圧境界を表現するため）、および大気層（2層）を加えた数とし、

$$57 \times 38 \times 14 = 30324$$

となった。

また薄い採掘層の格子を導入することでその周囲の格子が歪むことや隣接格子の形状差などのグリiddingによる解析結果への影響は今回検討しておらず、今後確認すべき問題点として残っている。

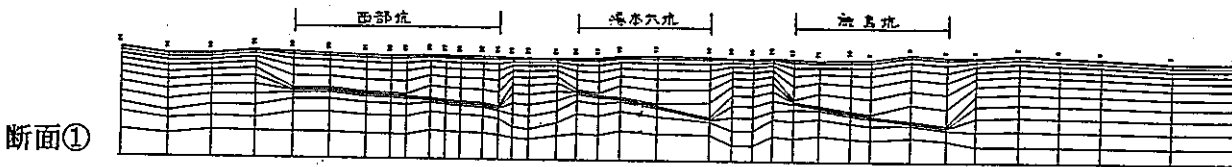
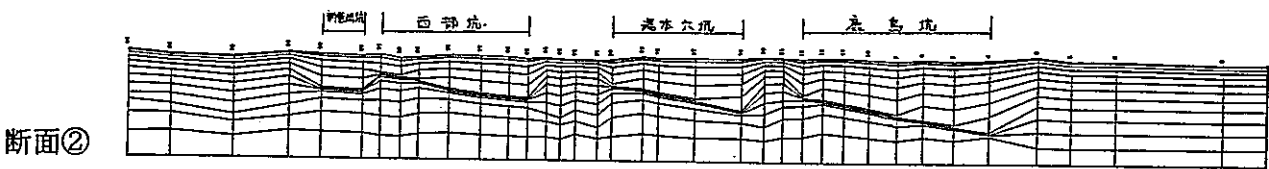
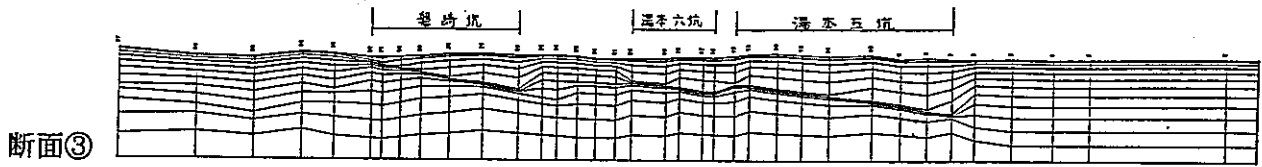
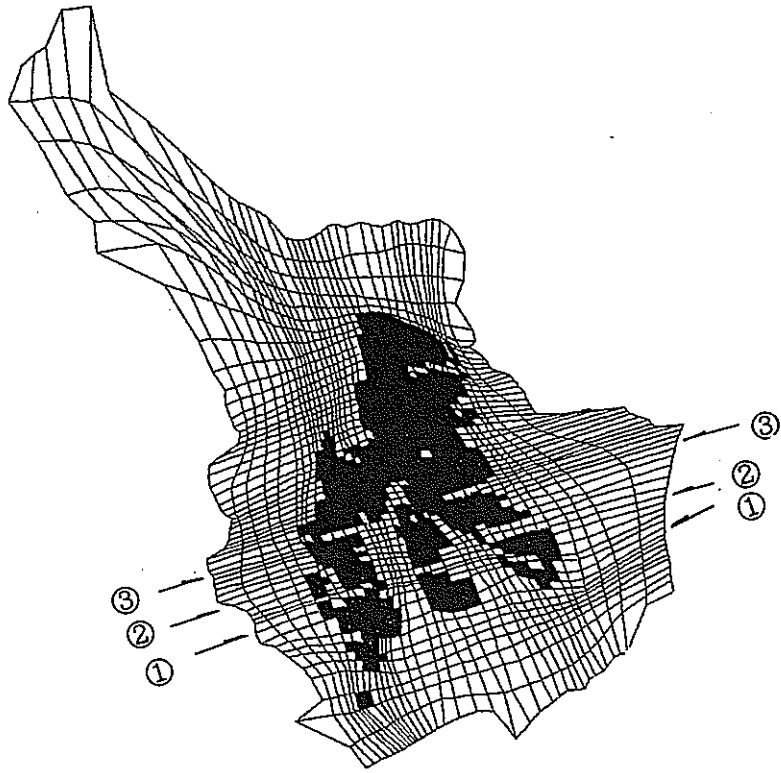


図 35 採掘坑道を反映したグリッドの設定方法

4. 4 坑道掘削以前のシミュレーション

4. 4. 1 坑道掘削以前の入力条件の設定

シミュレーションの初期条件の設定は、計算結果を左右するため非常に重要である。しかし、炭坑掘削以前の明治期の地下水位分布などの記録はほとんど無い。いわき市常磐湯本町三函地区で温泉の自噴があったという記録があるが、こうしたもの以外には記録が得られない。

そこで、初期状態を推定するために、坑道のない状態で、地下水流動と平均降雨との平衡状態が得られるまでのプレシミュレーションを行った。

まず、解析範囲内を仮想の高い地下水位（一定レベルで設定）で満たした状態で計算をスタートさせ、それが次第に低下し、平均降雨量とバランスがとれるまで時間経過させ、定常状態に近くなるまで計算させた。この段階でのシミュレーションは、まず炭坑掘削以前の定常状態の流動を再現したものであり、初期状態設定のために予備解析的に行ったものである。

計算入力条件のデータのうち、降雨量は明治43年以降の小名浜地区における降雨量を調査し、その平均降雨量を用いた。次ページに気象および河川関係の観測地点の位置を示す。

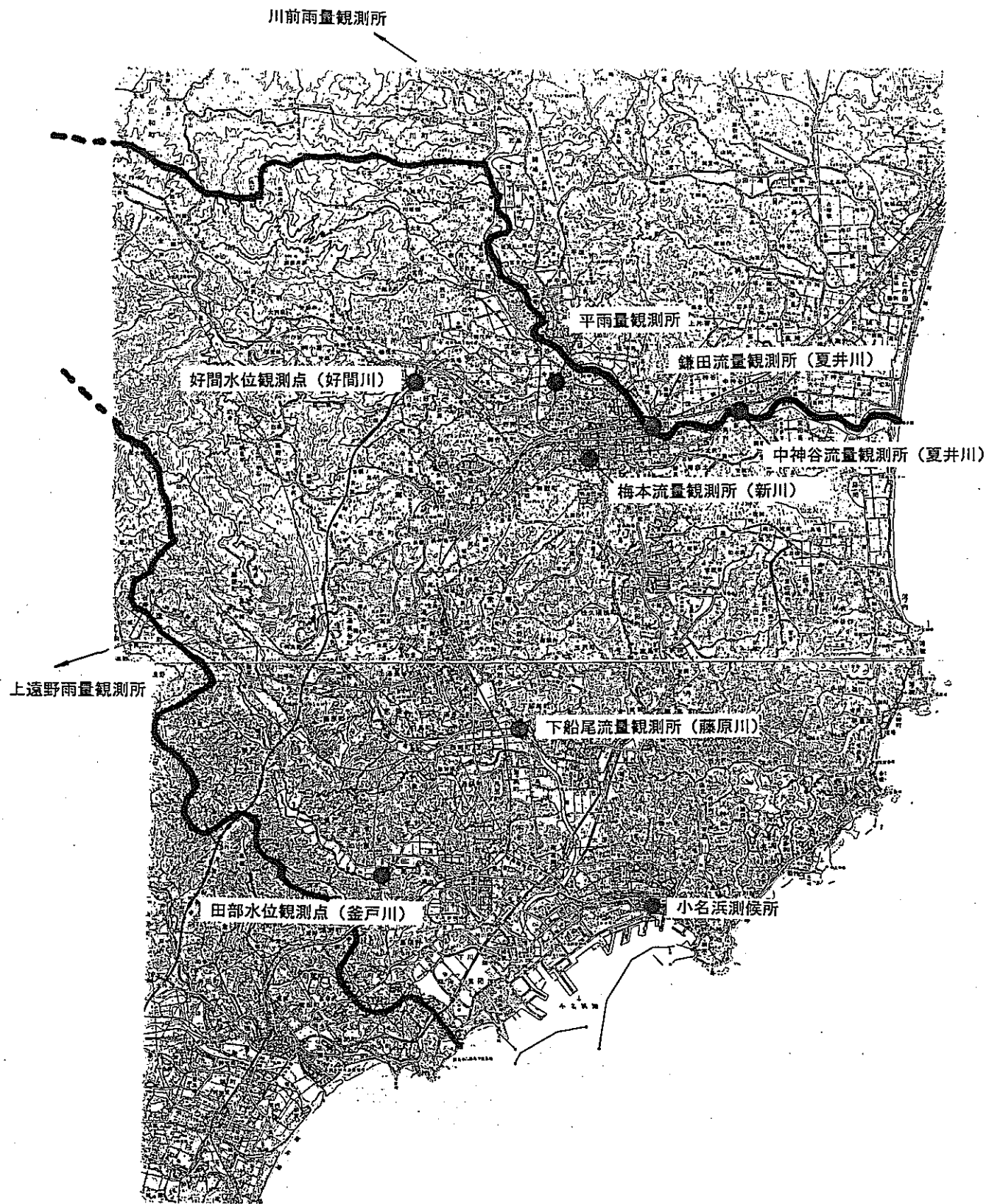


図 36 降雨量および河川流量観測地点位置図

4. 4. 2 坑道掘削以前のシミュレーション結果

坑道掘削以前の条件でのシミュレーション計算の結果、初期の条件として入力した高い地下水位が次第に低下し、現在の河川流域や、低地部に湧水と側方流が現われる形となった。

計算開始後約 1000 日でほぼ平衡状態となったと判断できる状態となった。

また、若干被圧状態の地下水がみられ地表面よりも高い位置に水位が現れている部分が見られる。これは河川水に対応するものと考えられる。

河川の平均流量の観測地および実測データは以下のようになっている。

水系	河川名	地区名	平均流量
夏井川水系	新 川	梅本地区	1.08 m ³ /sec (13 年間平均流量)
	夏井川	鎌田地区	16.50 m ³ /sec (")
	夏井川	中神谷地区	19.31 m ³ /sec (9 年間平均流量)
藤原川水系	藤原川	下船尾地区	2.71 m ³ /sec (1 年間平均流量)

4. 4. 3 結果の検討

シミュレーション結果で得られた状態は、おおむね、現況の河川に近い流路が現れており、炭礦掘削以前の状態に近いものとみなしうると判断し。この状態を次項の坑道掘削段階でのシミュレーションの初期条件とすることとした。

地表面よりも地下水位が高い部分が広く残る部分については、透水性の縦横比や岩盤の風化帯等の細部にわたる再設定が必要である。ただし、設定したモデルの地表地形がかなり平均化されたものであり、流量や側方への浸透量が、実際により近いものとなるためには、各地層の透水パラメータ等の水理条件の見直しと、モデルの細部の設定方法について再検討が必要と考えられる。したがって初期条件のモデルを正確に合わせるにはまだ検討が必要と考えられるが、モデルに要求されている精度が粗いことや検証のためのデータがほとんど得られないため今回はこの段階で次ステージの初期状態とした。

厳密には、地表の浸透能の設定方法や蒸発散量が河川流量の再現に大きく影響してくる。今回はこれらのデータの詳細な検証は行っていないが、全体のシミュレーションモデルの精度とのバランスから、これらのパラメータは一般的な仮定値によりモデルを設定し、概ね現況に近い状態が得られたことから、この結果を用いた。

4. 5 坑道掘削時のシミュレーション

4. 5. 1 坑道掘削時の入力条件の設定

炭坑掘削による水理条件としては、前項で設定された定常状態での循環系に、坑道に入ったグリッドの条件、すなわち強制的に空気の飽和度の高い条件を付与したグリッドを地下の薄い層に対して設定し、時間を追って広げながら計算した。

坑道の掘削状態の入力データとしては、炭坑の採掘範囲の広がりを設定したデータについて約10年毎の拡大範囲として示した図を巻末に示す。最終的な採掘面積は約20km²のエリアである。

計算にはさらに滑らかな採掘域の展開を設定するため、西部から東部へすなわち浅部から深部方向へ展開するという原則を崩さぬようさらに掘削域を分割し1年ごとの採掘範囲の広がりが均等になるよう任意に想定して指定した。

また坑道掘削時の降水量は、降水量は、福島県いわき市小名浜における観測データを1ヶ月ごとの雨量で入力した。蒸発散量は、ソーンズウェイト法により月平均気温との相関に基づいて推定した。月平均気温は小名浜における平均気温を用いた。

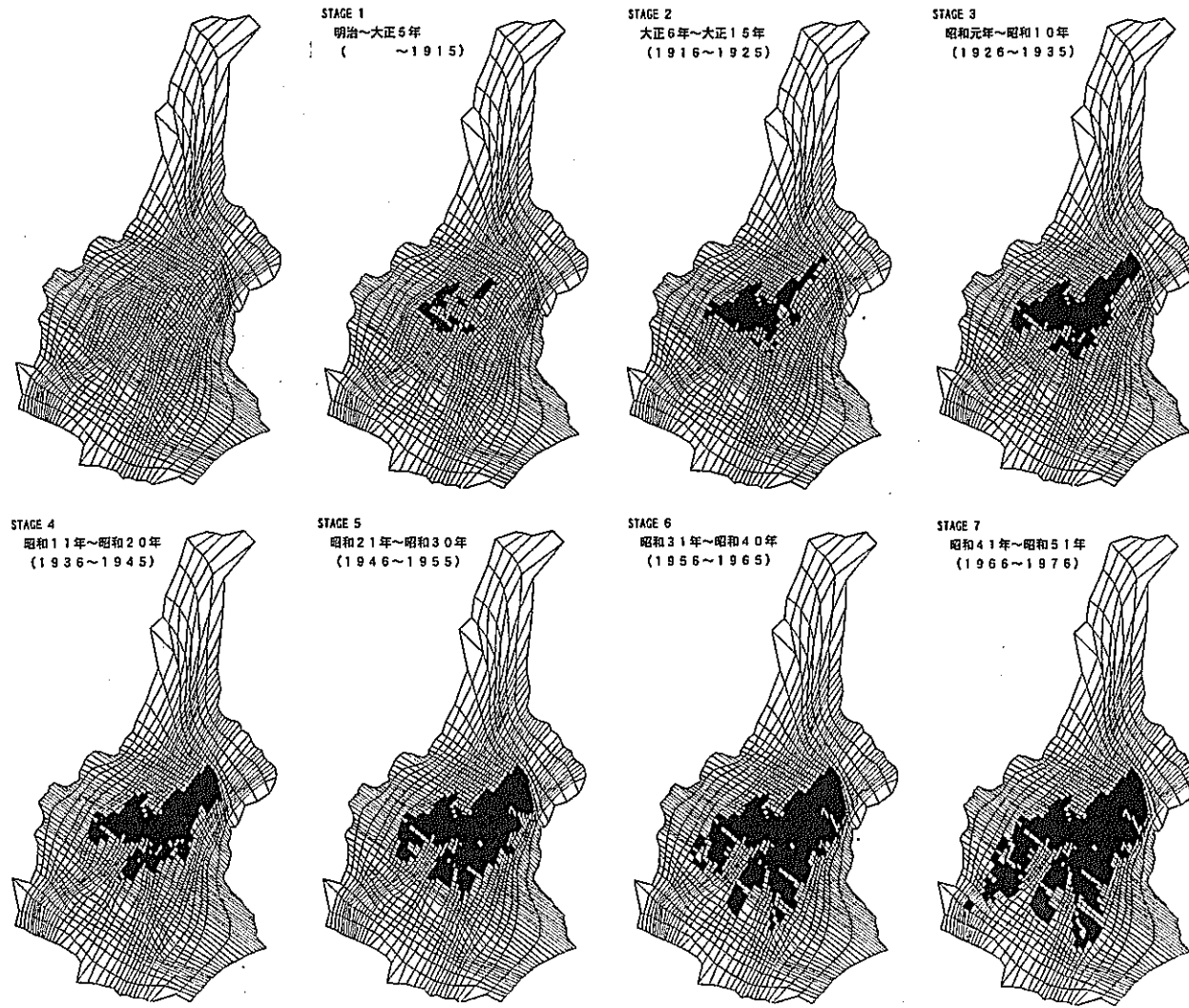


図 37 石炭採掘エリアの10年ごとの展開

4. 5. 2 坑道掘削時のシミュレーション結果

炭坑掘削時の解析の結果、坑道の直上部に水に不飽和の部分が広がっていく状況が示されている。また坑道への地下水流入は、坑道が浅い部分では直上部からの浸透が最も多くなっているが、深部の坑道の場合、直上の岩盤では飽和度が低下するものの地下水が抜け切っていない状態がみられる。このことは下方（深部）や側方からの地下水の流入の可能性を示すものであり、水質の面から解析された海水起源の地下水の混合と整合するものである。

なお計算に用いた坑道掘削モデルの時間（日数）の設定と、実際の炭硯掘削、閉山、再冠水の時間との関係は次のようになっている。

表 13 シミュレーション時間の対比表

和暦	西暦	経過日数	設定イベント
明治 33 年 1 月 1 日	1900/ 1/ 1	1	計算スタート 掘削開始
明治 45 年 1 月 1 日	1912/ 1/ 1	4384	坑道掘削中
大正 2 年 1 月 1 日	1913/ 1/ 1	4750	"
大正 15 年 1 月 1 日	1926/ 1/ 1	9498	"
昭和 2 年 1 月 1 日	1923/ 1/ 1	9863	"
昭和 20 年 1 月 1 日	1945/ 1/ 1	16438	"
昭和 46 年 12 月 31 日	1971/12/31	26298	東部礦閉山 水没再冠水
昭和 51 年 12 月 31 日	1976/12/31	28125	西部礦閉山 水没再冠水
現 在	1997/ 1/ 1	35431	現 在 水位回復後

4. 5. 3 結果の検討

坑道掘削段階でのマッチングデータとしては、坑道からの排水量および坑内の地下水水頭高がある。坑内からの排水（揚水）量は、坑内における湧水量の総和とみなしうるものである。排水量は時系列に1年ごとの経時変化データが整理されている。

実際の排水量と、計算から得られる量とを対比したのが図 38 である。これによると坑内湧水量の実測値の方がやや多い傾向はあるものの、オーダーとしては良好に再現されているとみることができ、また採掘坑道の展開に伴う湧水量の増加速度も合致していると考えられる。

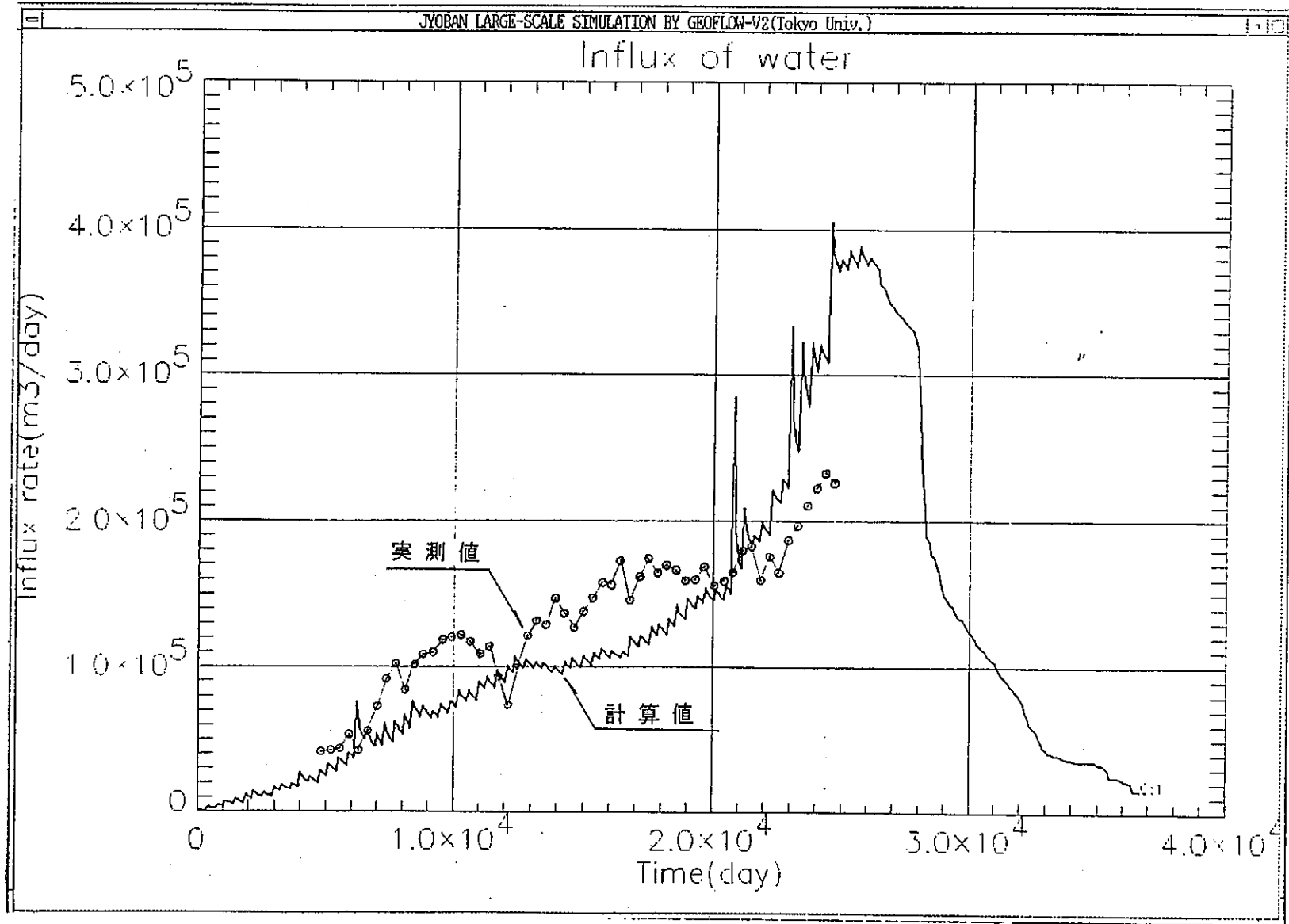
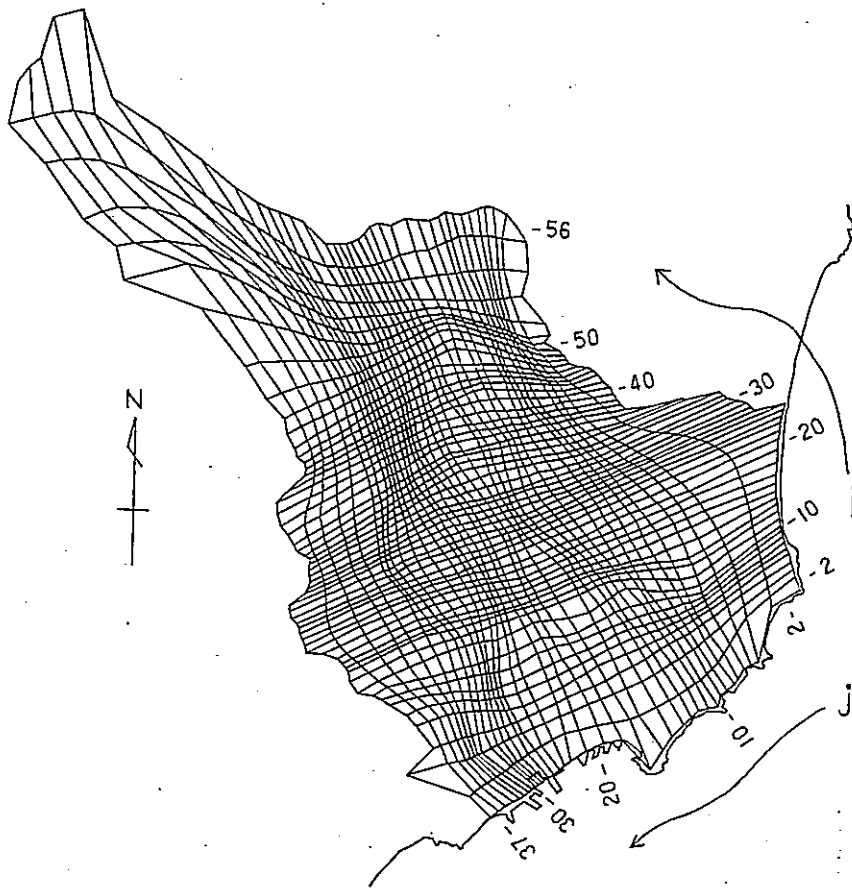


図 38 坑道掘削段階における坑内湧水量（排水量）経時変化データと計算値の比較

また、坑内の地下水位（水頭圧）については、シミュレーション範囲内に複数の観測グリッド点を設定し、それぞれの水圧の経時変化を計算によって求めている。観測グリッドの設定位置を図 39に示す。

また、坑内のボーリング孔の口元にかかる湧水圧（水頭圧）を地下水位として標高に換算した値をプロットし、計算による各観測点の水圧と対比したのが図 40である。坑内水位（水頭圧）の観測地点は、坑道の深部展開とともに移動しており、単純に計算値との比較はできない。すなわち計算値が固定点での変化として表示され、階段状に変化するのに対し、坑内の実測データでは、複数の測定値の中で最大のものをプロットしているため比較的なめらかな曲線となっているという違いがある。

しかし、20000 日めで平均採掘深度が-550 m以深に達した段階でおおよそ-400 mの地下水位というオーダーは合致しており、平均的な地下水位の低下についても計算結果は良く再現されていると判断される。



	i	j	k
C 1	9	23	11
C 2	10	17	11
C 3	18	11	11
C 4	15	10	11
C 5	15	15	11
C 6	15	20	11
C 7	15	25	11
C 8	15	30	11
C 9	20	10	11
C 1 0	20	15	11
C 1 1	20	20	11
C 1 2	20	25	11

	i	j	k
C 1 3	20	30	11
C 1 4	25	10	11
C 1 5	25	15	11
C 1 6	25	20	11
C 1 7	25	25	11
C 1 8	25	30	11
C 1 9	30	10	11
C 2 0	30	15	11
C 2 1	30	20	11
C 2 2	30	25	11
C 2 3	30	30	11

図 39 坑内水位の観測点の位置

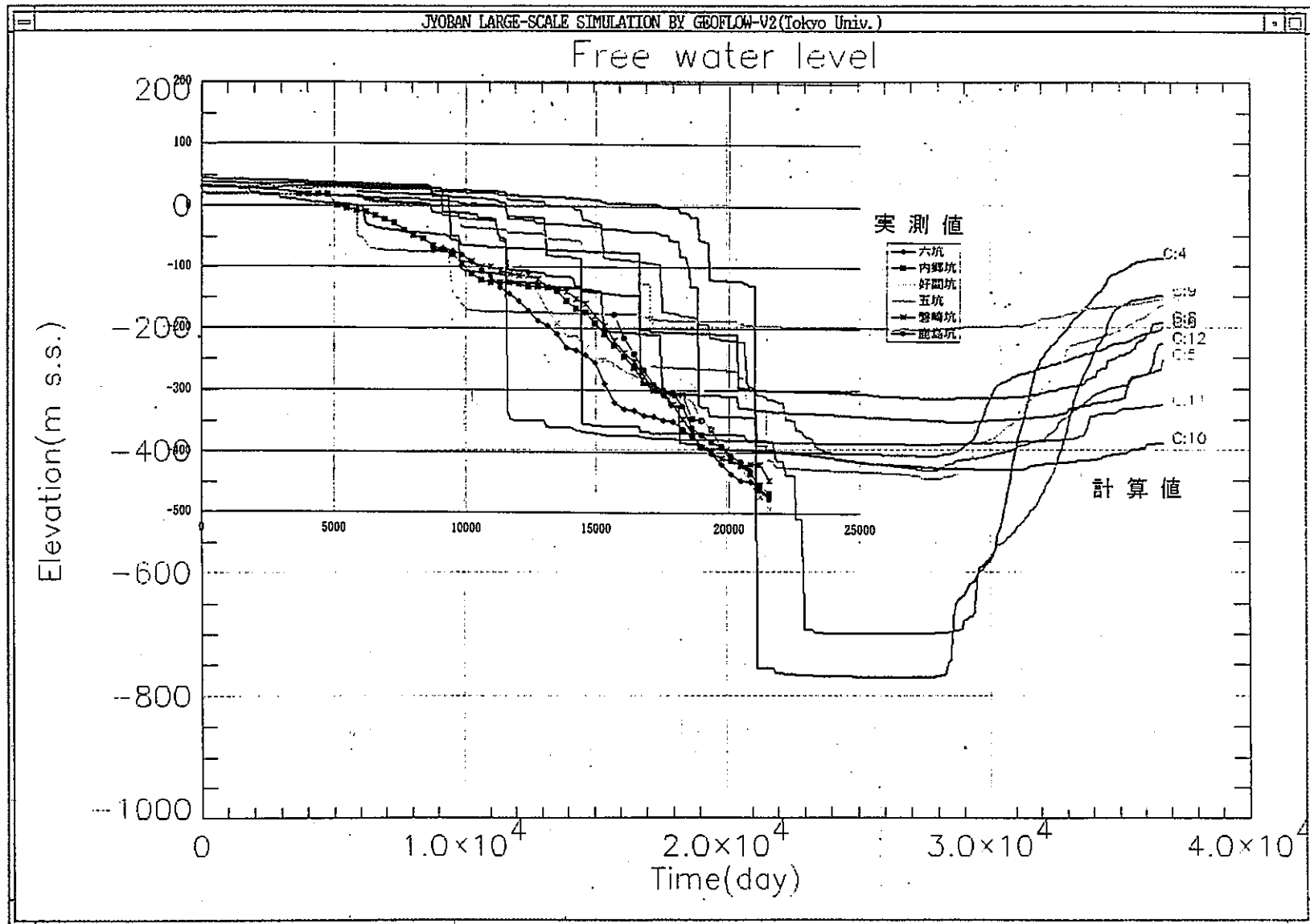


図 40 坑道掘削段階における坑内地下水位の経時変化データと計算値の比較

4. 6 再冠水時のシミュレーション

4. 6. 1 再冠水時の入力条件の設定

炭砒閉山後の再冠水時のシミュレーションでは、閉山時以降の採掘坑道に対応するグリッドに対し、坑道の空気飽和条件をカットし、水飽和率を 1.0 にして、その後の降雨データのみを入力して地下水位が回復していく状況をシミュレートした。

4. 6. 2 再冠水時のシミュレーション結果

再冠水時のマッチングデータとしては、いくつかの立坑において現在まで計測されている坑内水位の水位回復の実測データがある。これまでに 1 ヶ月ごとの水位回復データとしてとりまとめられている。

計算による地下水位の回復曲線と、立坑における実測値とを比較したのが図 41である。

水位回復に関する比較の結果、実際の立坑坑内水位と計算結果にはやや差があり、計算による回復時期が実際の立坑の水位回復に比べて遅くなっている。ただし上昇カーブの速度の傾向は非常に似通ったものとなっている。

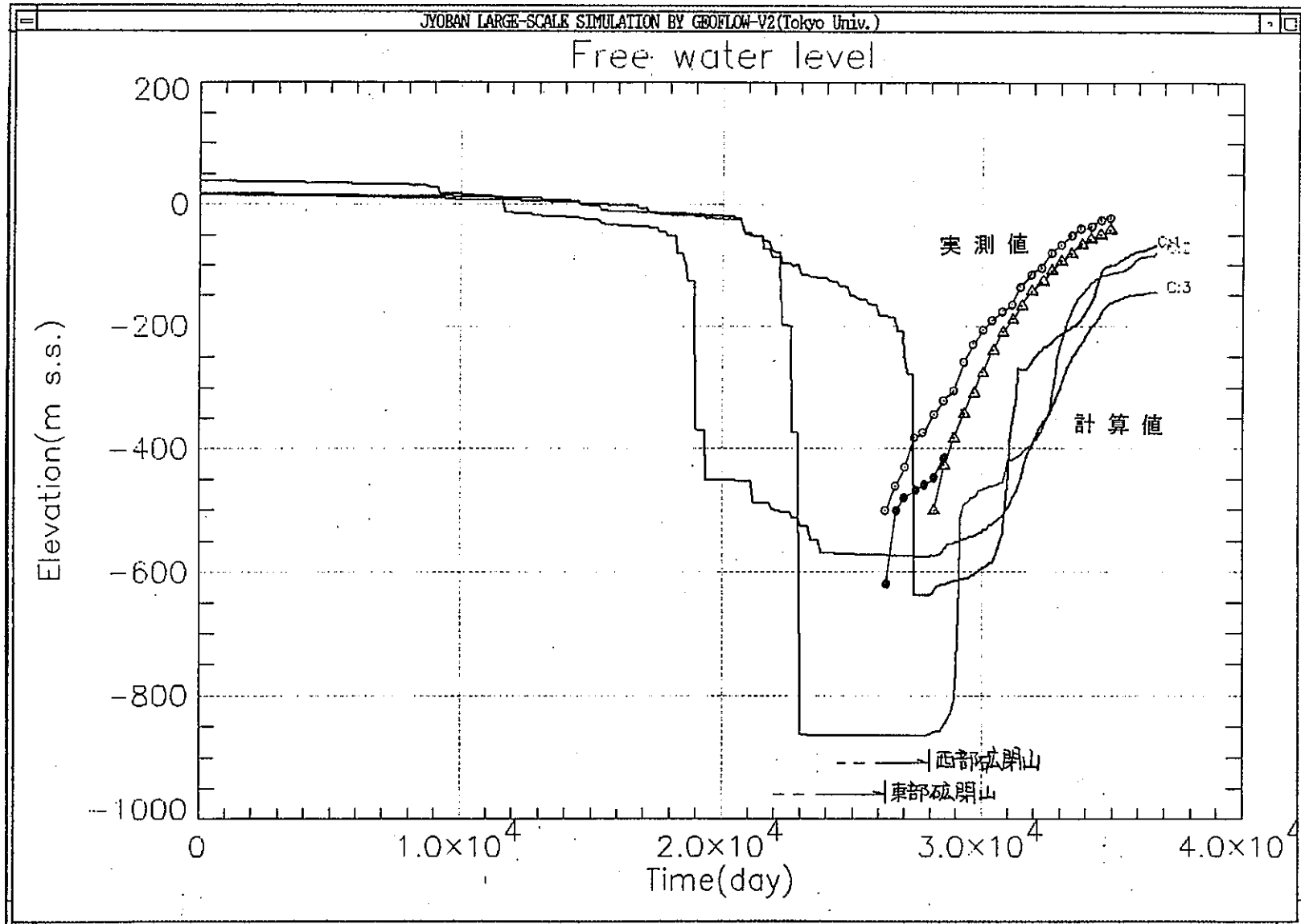


図 41 坑道の水没再冠水時における地下水位の実測値と計算値の比較

4. 6. 3 結果の考察

再冠水後の水位回復曲線をみると、計算による回復時期が実際の立坑の水位回復よりも遅くなっている。回復の速度（回復曲線の勾配）は同程度となっている。

このずれの要因としては、立坑水位が単純に坑内の地下水位面の高さを表しているのに対し、計算データは岩盤内の間隙圧を表していることの差によることが考えられる。

実際の坑道は相互に広く連結した空洞として残っており、1箇所でも高い水圧がかかればそれに支配されて水位が高くなると考えられる。これに対し、計算された各グリッドの水位は坑道の下グリッドの間隙圧を表したものである。坑道に隣接する実際の岩盤には場所によって不飽和部が残存し、間隙圧も回復の遅い部分が存在すると推定されるため、流入水などに支配される坑道内の水位と周辺の岩盤の間隙水圧とが異なっていることがあると考えられる。

3次元グラフィックスで表示した再冠水後の飽和率分布図でも、100年後の状態、坑道周辺の地盤になかなか水飽和率が回復していない部分が残存している状況が現れている。

また実際の立坑内の地下水位の変化を1ヶ月ごとの詳細なデータで見ると、降雨に呼応して上昇率の変化が生じ、場合によっては水位が低下することがある。この現象は坑道内への降水の浸透と坑内水から周辺地盤中の不飽和部への水の浸出とのバランスにより説明される。降雨の少ない時期に、先に水位上昇した坑内水から岩盤の不飽和部への水の流れが生じ、立坑水位が低下するケースである。

この現象からも立坑水位の回復が計算された水圧（水位）よりも早い時期の回復を示すことがあるということが説明される。

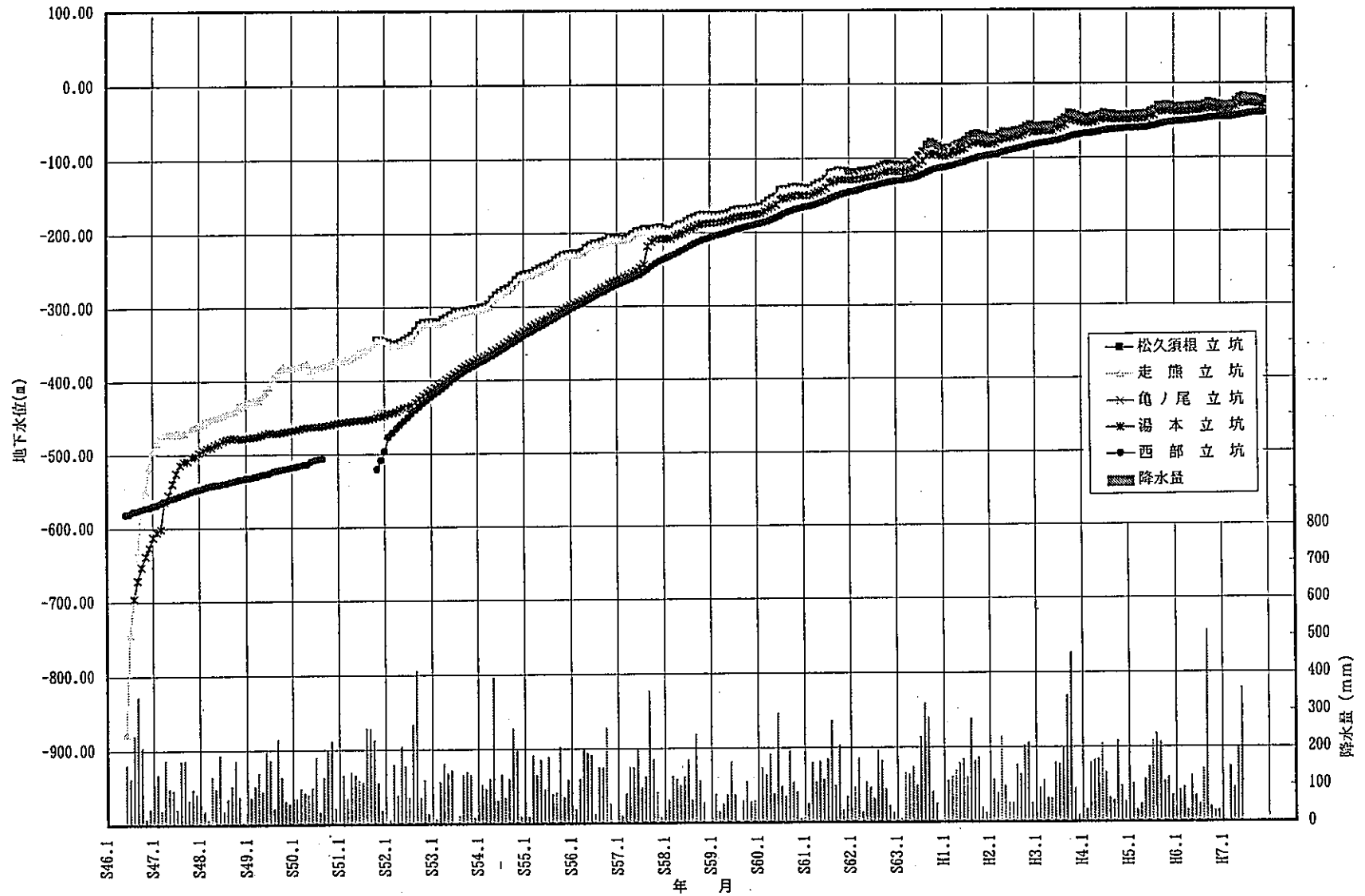


図 42 立坑水位の1ヶ月ごとの経時回復データ

4. 7 海域を含む二次元超長期シミュレーション

沿岸海底や海岸平野の地下深部における地下水流動環境を評価する上で、塩淡境界の位置や形態は1つの大きなファクターである。特に今後、深部地下空間の開発・利用サイトとして臨海域を考える場合、海と陸の流体圧の均衡・漸移ゾーンである塩淡境界とサイトの位置関係、塩淡境界の建設時の乱れや、短期的・長期的変動を知ることは、サイト近辺の地下水流動場を的確に推定、予測するために重要となる。

今回の研究においては、前項の炭田におけるシミュレーションを参考に、陸域から海域に至る地質・物性値の揃った常磐地区を対象として2次元断面モデルを作成し、長期間の降雨に伴う陸域の淡水化の進行、塩淡境界の形成、10万年オーダーの海水準低下とその後の比較的急速な海水準上昇に伴う塩淡境界の変動などに関し基礎的な解析・検討を行った。

4. 7. 1 シミュレーションの設定条件

(1) 海水準変動

シミュレーションにおいて設定する相対的海水準変動量は、12万年間に-130 m～+5 mとした。

いわき地域では、明治以来の水準測量の結果、周辺地域に比べて相対的隆起傾向が顕著であることが報告されている。これは、阿武隈山地の隆起に伴うものであるが、この傾向は、第三紀以来継続していると考えられている。この地域の段丘面は、いわき地方の北側および南側では比較的明瞭で連続性もよいため従来から研究対象とされてきたが、この地域に限って、断続的で不明瞭である。このため、地形的な調査事例は乏しい。

当時の海岸線付近で形成されたと考えられる第Ⅲ段面（中位段丘面、下末吉面に対比される）は、現在高度+50～70 mの位置に分布している。

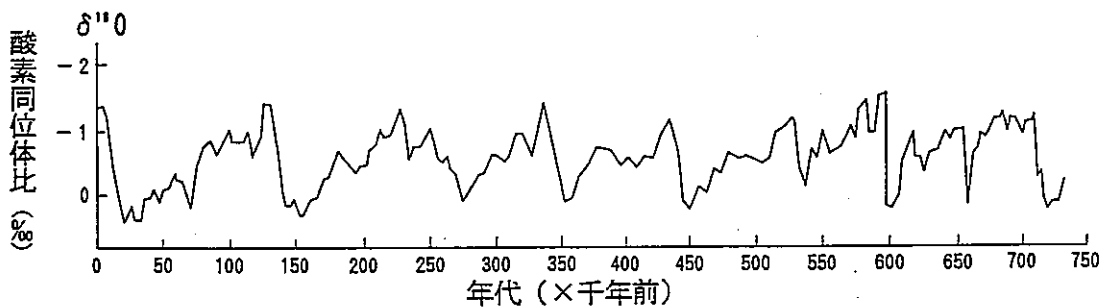
一方、いわき市中心部の沖積層を対象としたボーリング調査からは、現河床の中心部付近の谷が深く、周辺部の流路の最深部深度はこれより浅いことから、平野部では中心付近が相対的に沈降傾向にあったことが推定されている。

現時点では、これら隆起沈降現象を総括している研究事例は特に見あたらず、また今回の調査で新しい知見も得られなかったため、この地域の海水準変動を議論することは、現段階では困難であると判断した。このため、シミュレーションの条件としては、一般的な値を用いた。

相対的な最低海水準面高度は、凡世界的に約 1 万 8 千年前に-130 m程度と推定されていること、いわき沖の海底地形には-120~-140 m付近に平坦面が連続していること、から-130 mと設定した。

同じく最高水位は、一般的な縄文海進時の最大海水準が+5 m前後であることと、この地域の貝塚遺跡が海拔+6 m前後の高度に分布していることから、6000 年前の縄文海進時に+5 mであったと推定した。

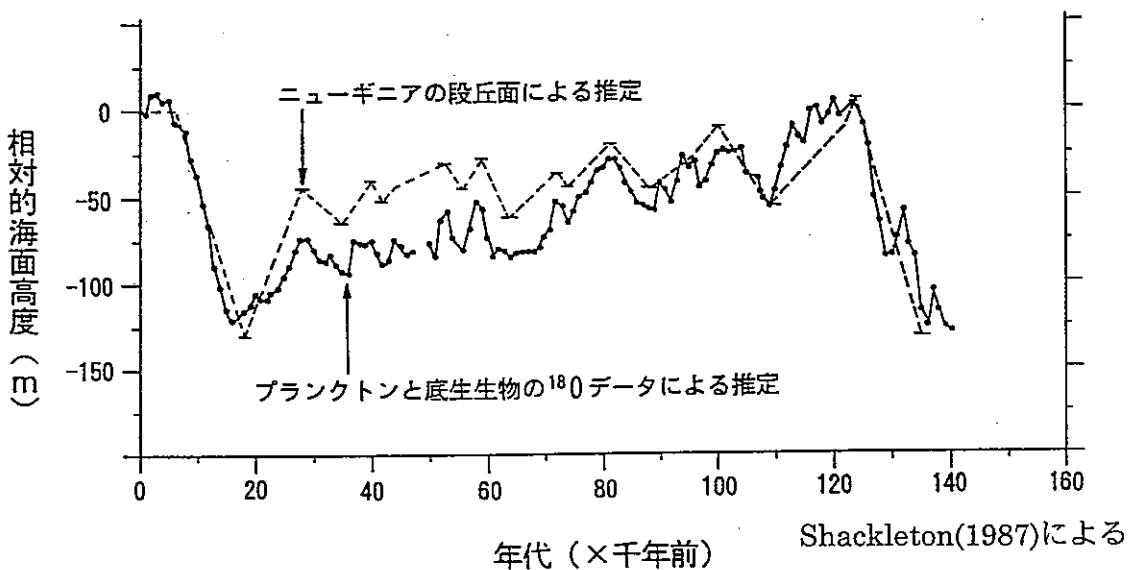
こうした氷河時代の周期的な海水準変動に関する研究例を下に示す。また今回のシミュレーションで設定した海水準変動の設定モデルを時系列のグラフに示すと図 45 の様になる。



(曲線は、大西洋で取得された堆積物中の浮遊性有孔虫殻の酸素同位体測定結果をつなぎ合わせたもので、酸素同位体比の低い(負側の)部分が温暖期、高い(正側の)部分が寒冷期を表す)

Emiliani(1978)による

図 43 過去 70 万年間の海底堆積物中の浮遊性有孔虫殻の酸素同位体比変化曲線



Shackleton(1987)による

図 44 過去 13 万年間の氷河性海面変化曲線

海水準変動のモデル

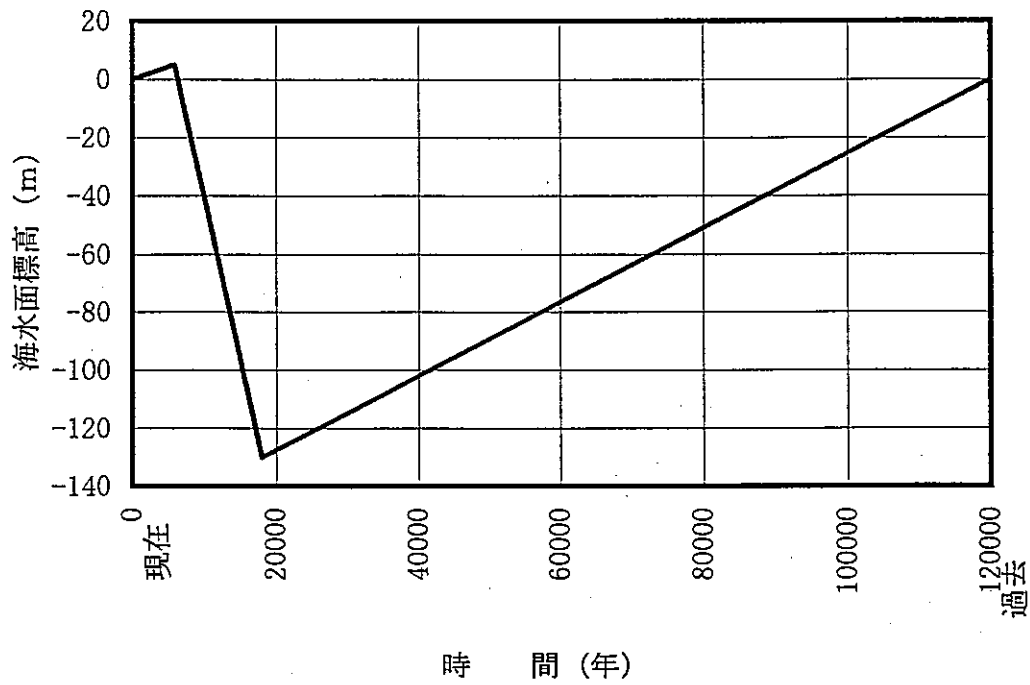


図 45 海水準変動の設定

(2) シミュレーション対象範囲

二次元断面のシミュレーション範囲については、以下の要領で決定した。

海側 : 阿武隈リッジの日本列島側に位置する常磐沖堆積盆地のうち、褶曲翼部の同斜構造部と見なせる範囲内で、最大海退時海水面高度 (-130 m) より深く、断面上この位置を充分含む位置まで。

陸側 : 岬、丘陵、尾根部を通り、分水嶺まで。

(3) 断面線の設定

シミュレーションモデルの対象とした二次元断面の位置は、海域では、既往調査資料のある北緯 37 度、陸側では二次元断面図上で内陸に湛水域が出来ないように、海岸付近でこれをやや屈折させ尾根線に沿って設定した。その平面位置を図 46 に示す。

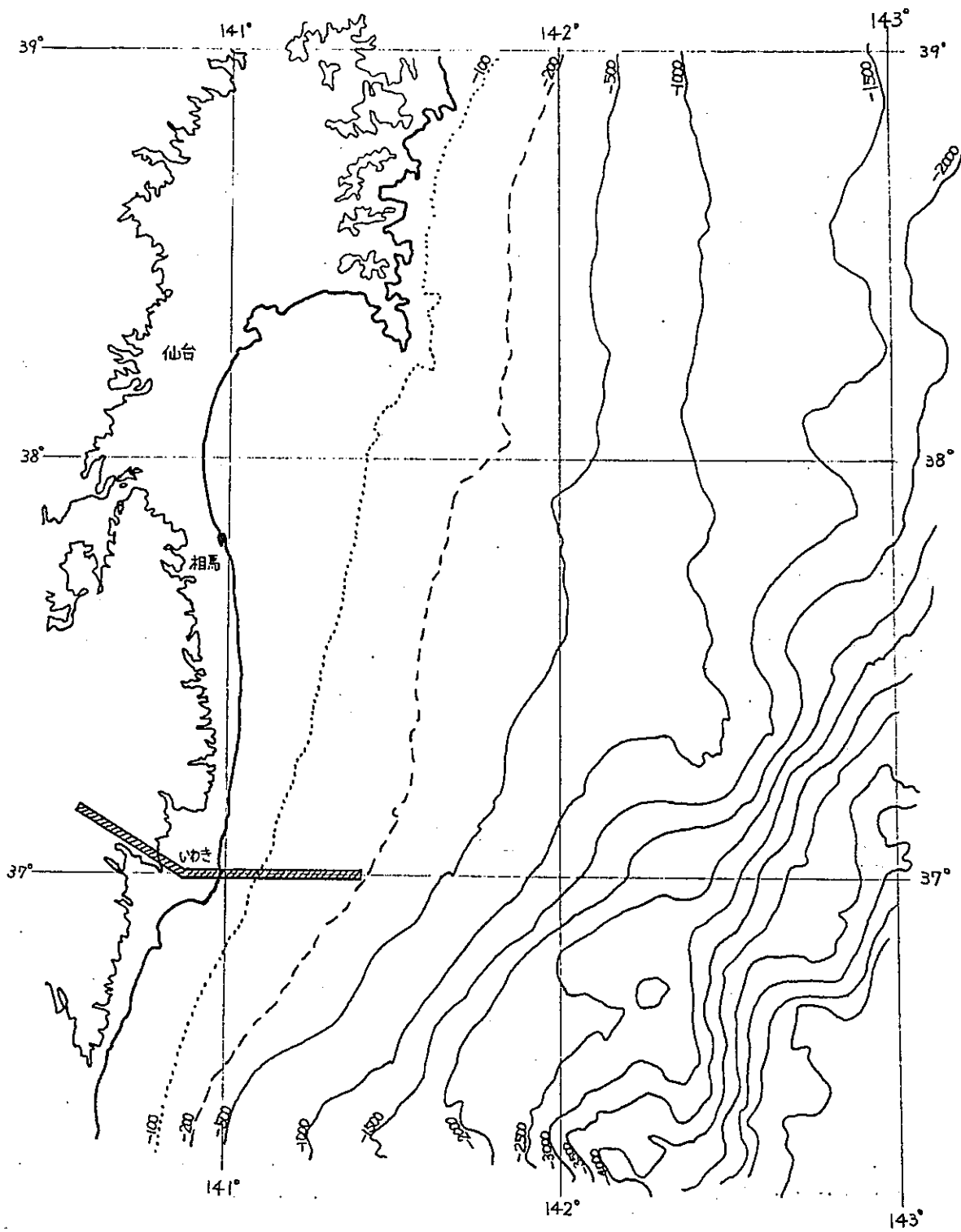


図 46 陸域～海域の断面設定位置図

(4) シミュレーションの時間範囲

長期変動として1万年の淡塩境界の変動を計算することが目的であるが、このためには第四紀の海水準変動を考慮する必要がある。一般的な変動幅として、最大海水準期は最近では6千年前の縄文時代であり、その一つ前の最大海水準期は約12万年前の下末吉期であるとされている。またこの間の最低海水準面高度は、一般的に約1万8千年前に+4~6 m前後であったとされている。

本研究では、1万年前からの淡塩境界の変動を見ていくにあたり、1万年前の同境界の初期状態を設定するために、さらに前の最大海水準変動期から計算を開始することにした。

(5) 地殻変動

この地域の地殻変動要素として、①段丘面の高度分布に示される傾動、②沖積層・洪積層埋積する埋積谷の深度分布から推定される盆状構造運動、③検潮記録が示す定常的沈降などが挙げられる。今回実施する水理シミュレーションは過去1万年間の淡塩境界の移行を見るためのものであることから、①②は高度的な影響がほとんどなく、また③は地震と対応すると考えられているため、今回は特に考慮しなかったが、今後検討すべき要素である。

(6) メッシュモデルと物性モデル

二次元長期シミュレーションに用いた海域を含むモデルの形状は次の図のようになっている。物性は前述の炭田におけるシミュレーションに用いた陸域の地盤物性を海域にも延長し、6段階に平均化して設定した。

設定した透水係数は以下の値である。

表 14 二次元解析における透水係数の設定値

	対 応 地 層	水平透水係数	鉛直透水係数
1	第 四 系	1×10^{-3} cm/sec	1×10^{-4} cm/sec
2	新第三系中新統上部～鮮新統	1×10^{-4} cm/sec	1×10^{-4} cm/sec
3	新第三系中新統下部～中部	1×10^{-4} cm/sec	5×10^{-5} cm/sec
4	古 第 三 系	1×10^{-5} cm/sec	1×10^{-5} cm/sec
5	白 叺 系	1×10^{-5} cm/sec	1×10^{-6} cm/sec
6	基 盤 岩 類	1×10^{-7} cm/sec	1×10^{-7} cm/sec

初期条件はプレシミュレーションにより、モデル全体を塩水化させた状態から、陸域に降雨を降らせ、淡水が次第に塩水を海側に押しやり、定常状態となった時点を初期状態として設定した。

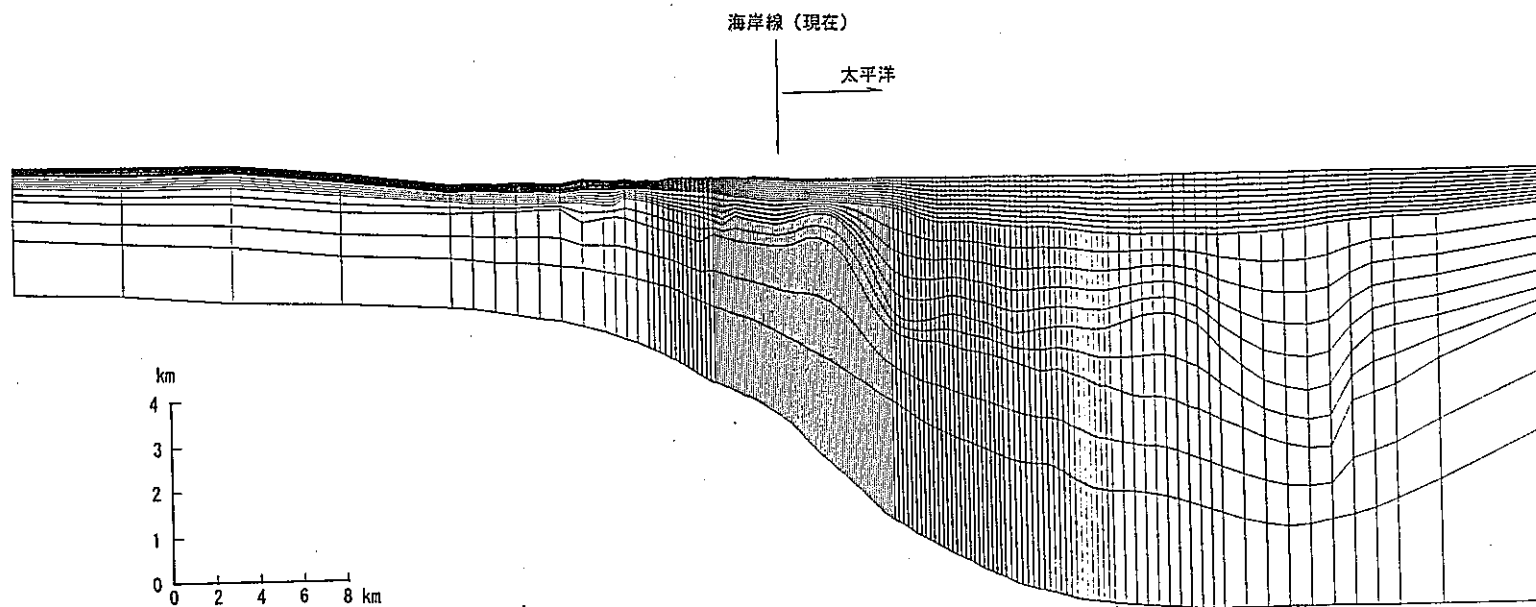


図 47 二次元長期シミュレーションモデルのメッシュ図

4. 7. 2 シミュレーション結果

シミュレーションの結果は塩分濃度分布の二次元断面として巻末にグラフィック表示した。

その結果、まずゆっくりとした海退期には、淡水領域が舌状に海側に拡大し、塩淡境界を海側に後退させる形となった。押し出しの形状は、地層の透水性の違いによって凹凸が生じている。このとき、初期の定常状態では浅い部分で比較的シャープであった塩淡境界が、混合拡散により乱れを生じ、濃度変化に幅を持った漸移帯が広がっている状態で現われている。その後の海水準最低下時には、現在の海岸線よりも 15km 程度沖までの地下水に淡水領域が広がっている。

その後の比較的急速な海水準上昇時には、塩水の進入に伴い表層から下方に向かう塩水の浸透が生じている。このため地層中に残存する淡水部と浸入した塩水の混合が生じている状態が表現されている。

現在の時点に対応する計算結果では、塩淡境界面が再び比較的シャープな線に戻ると同時に、海域の地層中には淡水に近い間隙水が存在し、混合水が広い範囲に形成されている。陸域は淡水域が広がり海岸線よりもやや海側まで淡水が押し出ている形状となっている。

ここでシミュレーション結果と現在の実際の地下水水質とを比較する。常磐炭砒の坑内地下水や温泉水の地化学的な解析からは、内陸域の深部地下水の多くが 10%前後の現海水が混入した水質となっており、沿岸域ではそれが 50%程度の混合率となっていることが推定されている。一方計算結果では淡水領域が陸域から沿岸域の地下に広く分布している。

こうした差異の要因として、ひとつには炭砒活動による多量の揚水の影響が考えられる。また、化石海水的な間隙水が局所的に残存する箇所も確認されており、これらの淡水との混合拡散による影響も計算結果に現れない水質形成要因となることも考えられる。西部立坑における炭砒稼働時の水質が現在では淡水に近づいてきているという分析結果からも、かりに炭砒という人為改変がなければ、より淡水化した地下水が内陸域には存在し、シミュレーション結果との整合性が高い結果となったかもしれない。

こうした人為改変の影響を含めた塩淡境界の変化などに関する解析は、今後検討する必要がある重要な課題である。

4. 8 今後の課題

今回の研究対象とした常磐地区は沿岸部の典型的なフィールドとして重要である。しかも、100年オーダーの炭田データ、地下水挙動データがあり、沖・洪積地盤のナチュラルアナログ解析などから1万年オーダーの地質・地下水情報が得られる可能性もある。この地区を対象として、地質環境、地化学環境の変化にともなって、地下水流動および水質がどのように変化しているか、過去の分析をするためにどれだけのデータがあるかをまず調査してきた。今年度はこれらのデータに基づいて、地下水系の長期変化とそれを再現しうるシミュレータにより地下水水質の形成機構の解明を試みた。こうしたシミュレーション手法を確立することによって、次に、長期シミュレーションによる将来予測、解析手法についての技術的判断を行うことが目標となってくる。

また、今回の研究では地質時代にわたる長期の問題に関してはモデル計算を試行的に実施した段階であるが、将来的な研究の方向性として、炭碓時代の水理変化が再現できるシミュレーションのみでなく、最終氷期以降の2万年にまで拡げたシミュレータの構築も課題としてある。そのためには地質時代の環境変化、たとえば5000年前の縄文海進、1000年前の平安期の温暖化などの環境変化を再構成しうるデータを揃え、第四紀のイベントをすべて入れたシミュレーションにより、解析手法の有効性を確認していく必要がある。そして将来の環境変化や人為改変による影響を長期にわたり予測しうる手法の確立へと発展していくことが考えられる。

しかし、実際には古環境の復元、過去の種々のパラメータの設定等が難しく、その結果の確証も難しい。あらゆる地質学的、地化学的情報が必要となると考えられる。

また、今回の研究では、炭碓で集積された地下水データ、水質データを調査し、地化学的解析と数値シミュレーション解析との組み合わせによる比較検証を行った点で、貴重な解析事例であったと考える。今後は塩淡境界を含む時系列データ資料をさらに詳細に調査、整理し、広域シミュレーションの精度を向上させる必要がある。

参考文献

- 相場惇一・円谷博明(1981):三陸沖～常磐沖～千葉沖に見られる第三紀以降の不整合について, 海洋科学, Vol.13, pp168-174
- 地質調査所, 日本地質図体系—東北地方—:朝倉書店 (1992)
- 動力炉・核燃料開発事業団(1993):動燃技報—高レベル放射性廃棄物の地層処分研究開発特集一, No.83, pp.84-95,130-149.
- 江口元起ほか, 坑内水対策研究会報 第1輯 (1954) pp. 3-54
- 江口元起ほか, 坑内水対策研究会報 第2輯 (1955) pp. 55-110
- 江口元起ほか, 坑内水対策研究会報 第3輯 (1956) pp. 111-178
- 江口元起ほか, 坑内水対策研究会報 第4輯 (1957) pp. 179-244
- 中村久由ほか, 坑内水対策研究会報 第5輯 (1957) pp. 245-265
- 永広昌之(1982):東北日本のNNW性断層群, 地球, Vol.4, pp.200-205
- Fontes, J. Ch., et al.(1978): Hydrologie Isotopique du Massif du mont-blanc. Isotope Hydrology 1978 vol.1, 411-440.
- 福島県 (1994):1・50,000 土地分類基本調査「平」
- 福島県 (1995):1・50,000 土地分類基本調査「川部・小名浜」
- 福島県立博物館(1990):常磐地域に分布する新第三系の地質時代と堆積環境, 福島県立博物館調査報告, No.20, pp1-100
- 岩田尊夫(1995):常磐沖堆積盆における下部中新統のシーケンス層序解析, 45号, pp.223-237
- 鎌田泰彦, 常磐炭田における柵平層の設立と滝夾炭層の層位学的位置:岩井淳一教授記念論文集 (1972) pp. 389-402
- 建設省計画局・福島県(1966):福島県常磐地区の地盤, 都市地盤調査報告書 第12巻, pp.1-45
- 北村 信, 新生代東北本州弧地質資料集, ルートNo.30:宝文堂, 仙台 (1986)
- 小林世志三郎, 高温坑内水を伴う炭鉱における深部開発の研究:常磐炭鉱磐城礦業所 (1959) pp. 1-212
- 小松直幹(1979):常磐・北上沖の堆積盆地について, 石油技術協会誌, 44巻5号, pp.36-39
- 久保和也ほか, 原町及び大甕地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅)地質調査所(1990)

- 桑原徹(1982)：新第三紀棚倉構造線と東北日本弧のテクトニクス，地球，Vol.4，
pp175-180
- 日本の地質「東北地方」：共立出版（1989）pp. 78-80, 94-99
- 増田富士雄(1993)：リズムカルな地球の変動，岩波書店，pp.137
- 松葉谷治(1991):熱水の地球化学,裳華房ポピュラーサイエンス pp.68-74,98-106.
- 箕浦孝治(1985)：北上・阿武隈はどこからきたか，科学，Vol.55，pp.14-23
- Mitsui, S., Studies on the Mechanism of Deformation of Sedimentary Rocks in the
Iwaki Area of the Joban Coal-Field, Fukushima Prefecture. : Tohoku Univ.,
Sci. Rep., 2nd ser.(Geol.), v.42, no.3, pp.199-272 (1971)
- 三井忍, 常磐炭田の地質構造に関する 2・3 の問題:岩井淳一教授記念論文集（1972）
pp. 87-95
- 中川久夫(1961)：東北日本南部太平洋沿岸地方の段丘群，地質学雑誌，67巻785号，
pp66-78
- 中川久夫(1961)：本邦太平洋沿岸地方における海水準静的変化と第四紀編年，東北大学
地質古生物研報，54号，pp7-61
- 中村久由, 安藤武, :常磐炭田坑内温泉水について，地質調査所月報, Vol. 4, No. 5（1952）
pp. 1-28
- 中村久由ほか, 常磐炭田坑内温泉水について:地質調査所月報, Vol. 4, No. 6（1953）
- 日本第四紀学会(1987)：百年千年万年後の日本の自然と人類，古今書院，pp.231
- 新妻信明(1979)：東北日本弧の地質構造発達，科学，Vol.49，pp.36-43
- 新妻信明・秋葉文夫(1984)：プレートの沈み込みと日本列島新第三紀テクトニクス，海
洋科学，Vol.16，pp.4-9
- 岡重文・桂島茂・垣見俊弘・相原輝雄・宇野沢昭(1981)：福島県東海岸地域の段丘変形，
地質調査書月報，32巻，pp.275-292
- 岡本明夫、登坂博行、小島圭二、山石毅、谷藤吉郎、小林仁(1995):建設全期間にわた
る地下石油備蓄基地周辺の水文・水理挙動再現シミュレーション。日本応用地
質学会研究発表会講演論文集，pp.91-94
- 大倉陽子(1958)：阿武隈山地東北縁部の段丘地形—段丘堆積物の分析を中心として—，
地理学評論，31巻4号，pp.206-219
- 太田陽子・梅津正倫・松島義章(1990)：日本における完新世相対的海面変化とそれに関
する問題—1980から1988における研究の展望—，第四紀研究，29巻1号，
pp.31-48
- 大槻憲四郎・中田高・今泉俊文(1977)：東北地方南東部の第四紀地殻変動とブロックモ

- デル, 地球科学, 31巻1号, pp.1-14
- Peaceman,D.W.: "Interpretation of Well-Block Pressures in Numerical Reservoir Simulation With Nonsquare Grid Blocks and Anisotropic Permeability," Soc.Pet.Eng.J., pp.531-43, June 1983
- Rauert,W., et al.(1974):Groundwater investigations with environmental isotopes. Isotope Techniques in Groundwater Hydrology. vol.1.,431-443.
- 酒井軍治郎ほか, 坑内水対策研究会報 第6輯 (1958) pp. 267-372
- 石油技術協会(1993): 最近の我が国の石油開発—石油技術協会創立60周年記念, pp.18-19, pp.144-148
- 石油公団(1978): 昭和52年度基礎物理探査「常磐—鹿島」調査報告書
- 石油公団(1987): 昭和61年度海上基礎物理探査「南三陸—鹿島沖」調査報告書
- 嶋田 純(1985): 筑波トンネルの掘削にともなう結晶質岩中の地下水挙動と水質変化, ハイドロロジー,15(1),42~54.
- 嶋田純・石井卓・泉谷泰志・飯塚友之助(1986): 大規模鉱山周辺地山の地下水挙動研究. 『陸地処分の天然バリア』日本原子力学会放射性廃棄物研究連絡会, 109-120.
- 嶋田純・泉谷泰志・天利実・三宅紀治・石井卓・飯塚友之助(1988): 真壁岩盤研究実験所1号ボーリング孔の地質・地下水性状について. 清水建設研究報告,47,1-6.
- 嶋田純・天利実(1989): 岩盤内空洞掘削にともなう地下水涵養量の変化について. 日本水文科学会 1989年度学術大会予稿集, 210.
- 須貝貫二ほか, 常磐炭田地質図説明書: 日本炭田図I, 地質調査所 (1957) pp. 1-143
- SUZUKI,T(1989): Late Quaternary crustal movements deduced from marine terrace and active faults, joban coastal region, northeast Japan, Geographical rep. Of Tokyo Metropolitan univ. , No.24, pp31-42
- 鈴木毅彦(1989): 常磐海岸南部における更新世後期の段丘と埋没谷の形成, 地理学評論, 62巻A-7, pp.475-494
- 高瀬一男ほか(1973): 福島県常磐地域の高鹹温泉水の研究, 温泉工学会誌, Vol. 9, No. 1
- 高瀬一男ほか(1978): 福島県常磐炭田における高鹹温泉水の起源, 温泉工学会誌, Vol. 12, No. 3
- 高瀬一男(1981): 温泉の水質と起源—常磐炭田坑内温泉水の例—. 応用地質学, pp.422-428.
- 竹谷陽二郎ほか, 常磐地域に分布する新第三系の地質時代と堆積環境: 福島県立博物館調査報告, 第20集 (1990) pp. 1-71
- 天然ガス鉱業会・大陸棚石油開発協会(1992): 日本の石油・天然ガス資源, pp.204-211

Tosaka,H. and Matsumoto,Y. (1987):Efficient Reservoir Simulation by The Successive Explicitization Process, 石油技術協会誌, vol. 52, No. 4, pp. 307-313.

登坂博行(1989):A Study on Special Techniques for Field-scale Reservoir Simulation, 東京大学博士論文

登坂博行、小島圭二、三木章生、千野剛司(1996):地表流と地下水流を結合した3次元陸水シミュレーション手法の開発. 地下水学会誌, vol38, No.4, pp253-267

日本の活断層:東京大学出版会 (1991) pp.162-163

柳沢幸夫・中村光一・鈴木祐一郎・沢村孝之助・吉田史郎・田中裕一郎・本田裕・棚橋学(1989):常磐炭田北部双葉地域に分布する第三系の生層序と地下地質, 地質調査書月報, 40巻, pp.405-467

米谷盛壽郎・秋葉文雄・井上洋子(1986):微化石層序と古環境変化にもとづく本邦陸域および周辺海域における新第三系の Hiatus について, 海洋科学, Vol.18, No.3, pp.162-168

巻末資料

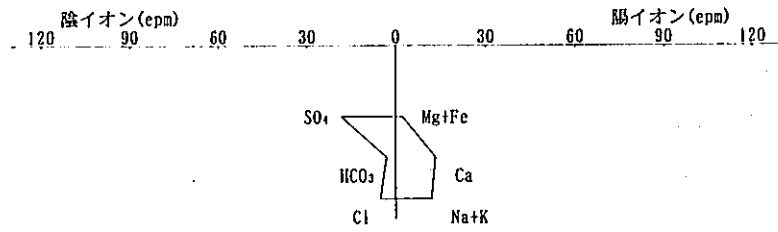
- 坑内地下水の坑別ヘキサダイアグラム
- 坑内地下水の坑別・採取区分別トリリニアダイアグラム
- 溶存イオン濃度等の相関図
- 溶存イオン濃度分布図

- 常磐炭田における採炭エリアの概略推移図
- 常磐炭田の三次元広域シミュレーション結果出力図
- 海域を含む二次元広域シミュレーション結果出力図

坑内地下水の坑別へキサダイヤグラム

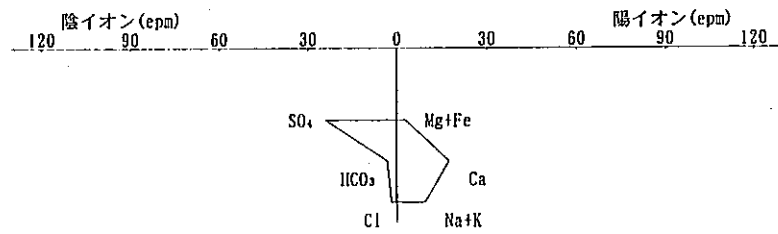
内郷坑 平均値

全データ
平均値



上盤その他地下水

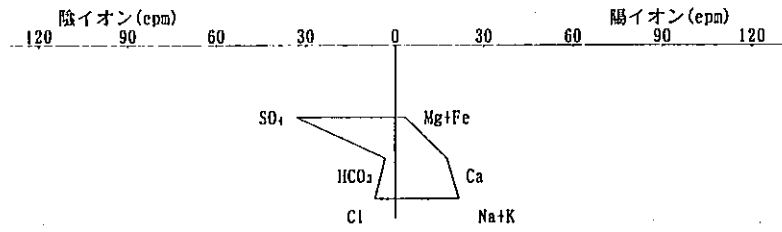
平均値



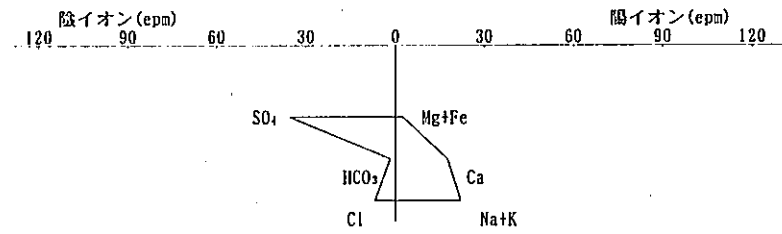
坑別の平均値による水質パターン (内郷坑)

湯本五坑 平均値

全データ
平均値



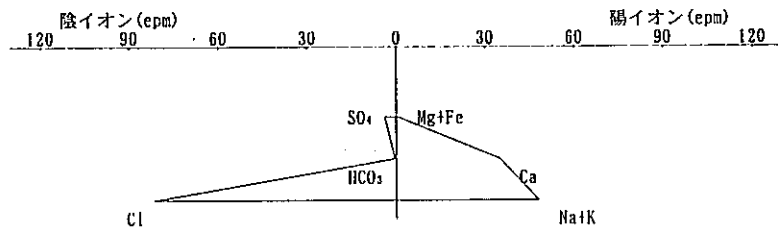
上盤その他地下水
平均値



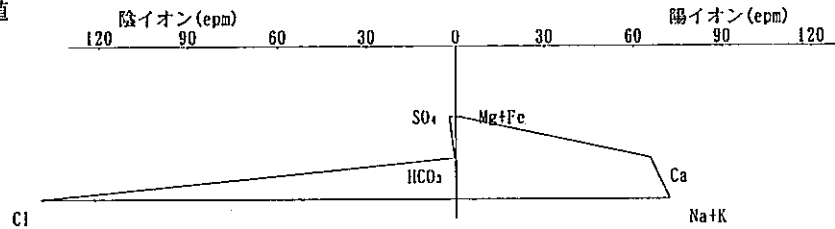
坑別の平均値による水質パターン (湯本五坑)

鹿島坑 平均値

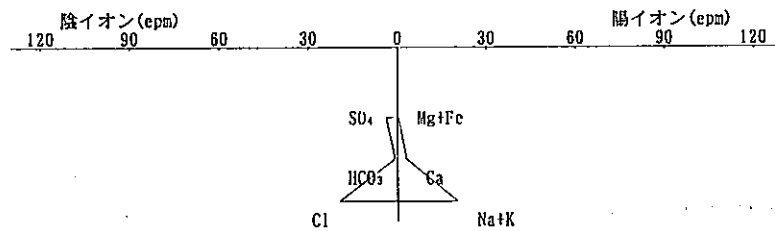
全データ
平均値



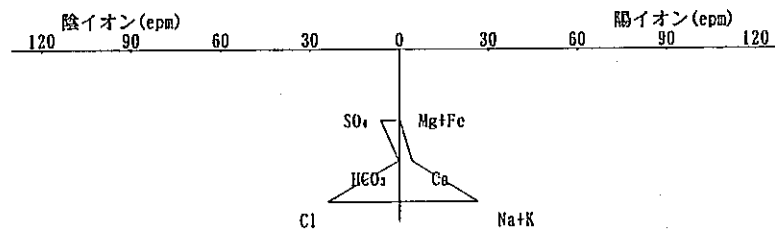
上盤ガス付地下水
平均値



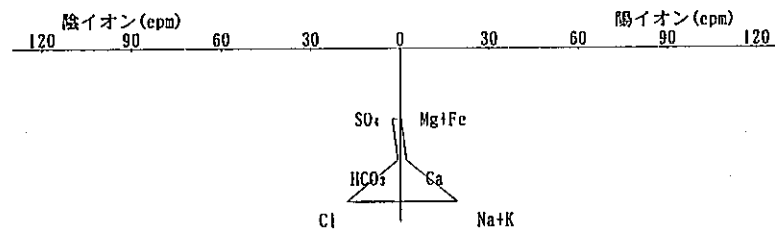
上盤その他地下水
平均値



下盤立孔ボーリング地下水
平均値



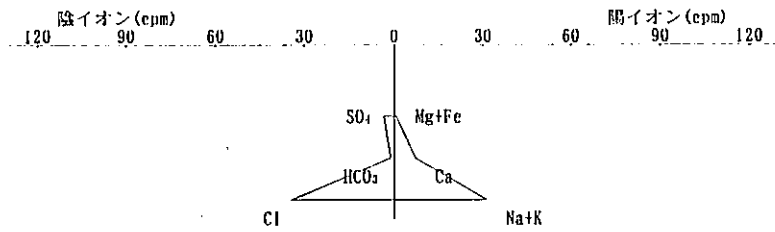
下盤その他地下水
平均値



坑別の平均値による水質パターン (鹿島坑)

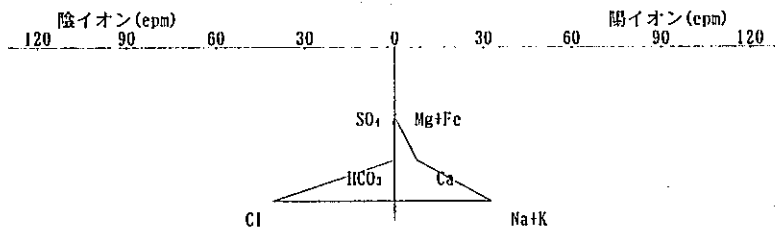
湯本六坑 平均値

全データ
平均値



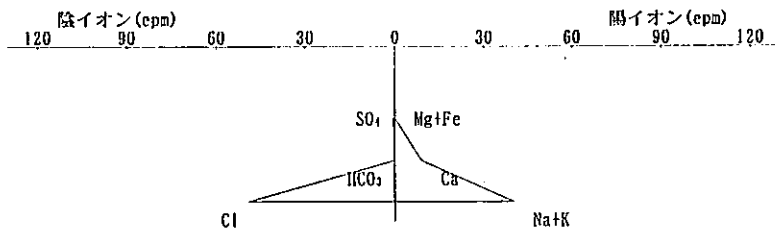
上盤その他地下水

平均値



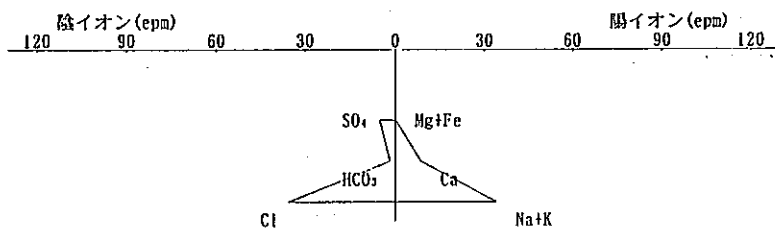
下盤立孔ボーリング地下水

平均値



下盤その他地下水

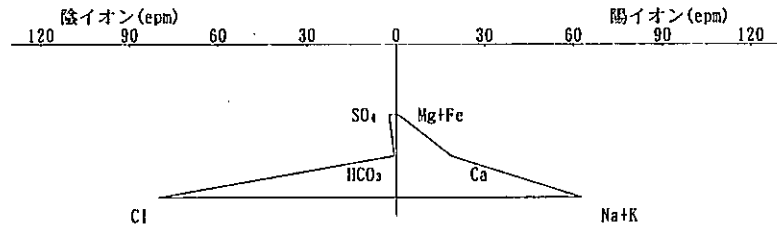
平均値



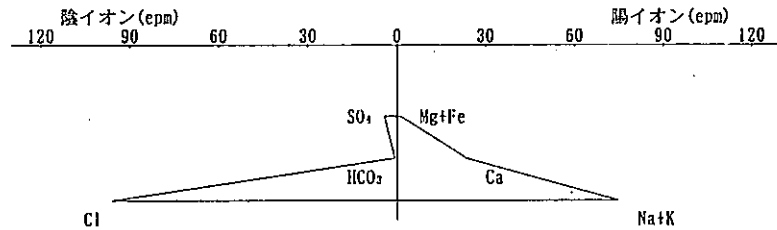
坑別の平均値による水質パターン (湯本六坑)

西部坑 平均値

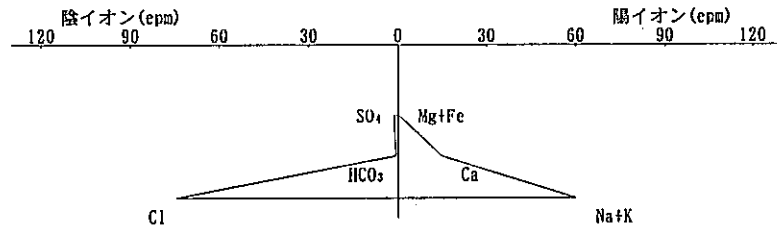
全データ
平均値



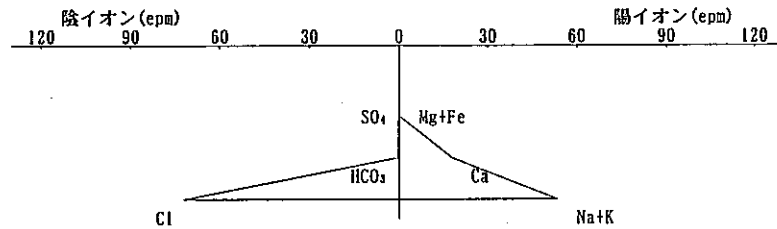
上盤ガス付随地下水
平均値



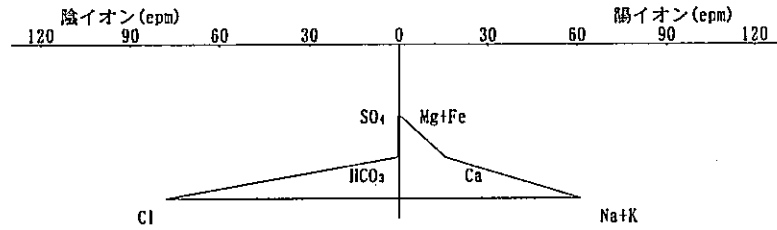
上盤その他地下水
平均値



下盤立孔ボーリング地下水
平均値



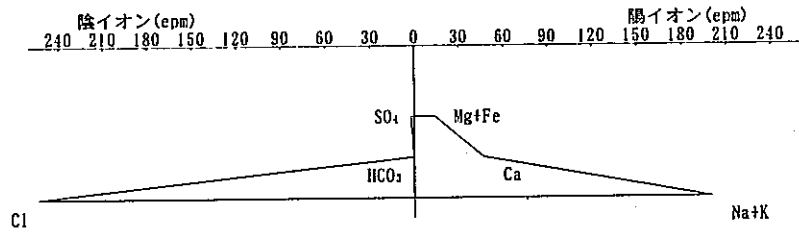
下盤その他地下水
平均値



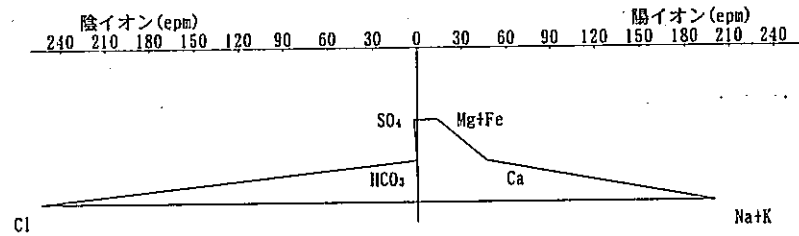
坑別の平均値による水質パターン (西部坑)

新磐崎坑 平均値

全データ
平均値



上盤ガス付随地下水
平均値



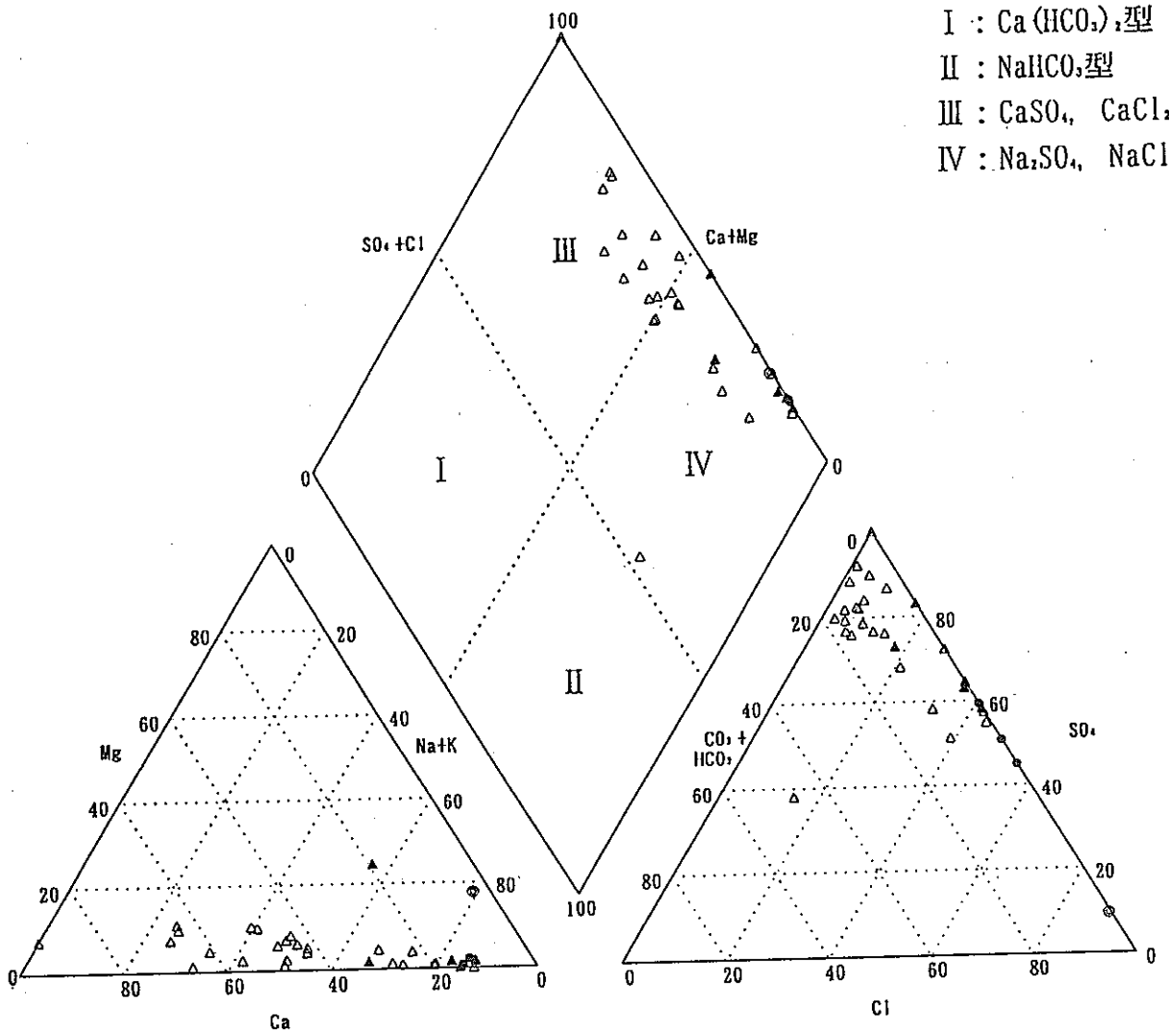
坑別の平均値による水質パターン (新磐崎坑)

坑内地下水の坑別・採取区分別トリリニアダイヤグラム

内郷坑

- . . . 上盤ガス付随水 (0件)
- △ . . . 上盤その他地下水 (24件)
- . . . 下盤立孔地下水 (3件)
- ▲ . . . 下盤その他地下水 (5件)
- ◎ . . . 海水

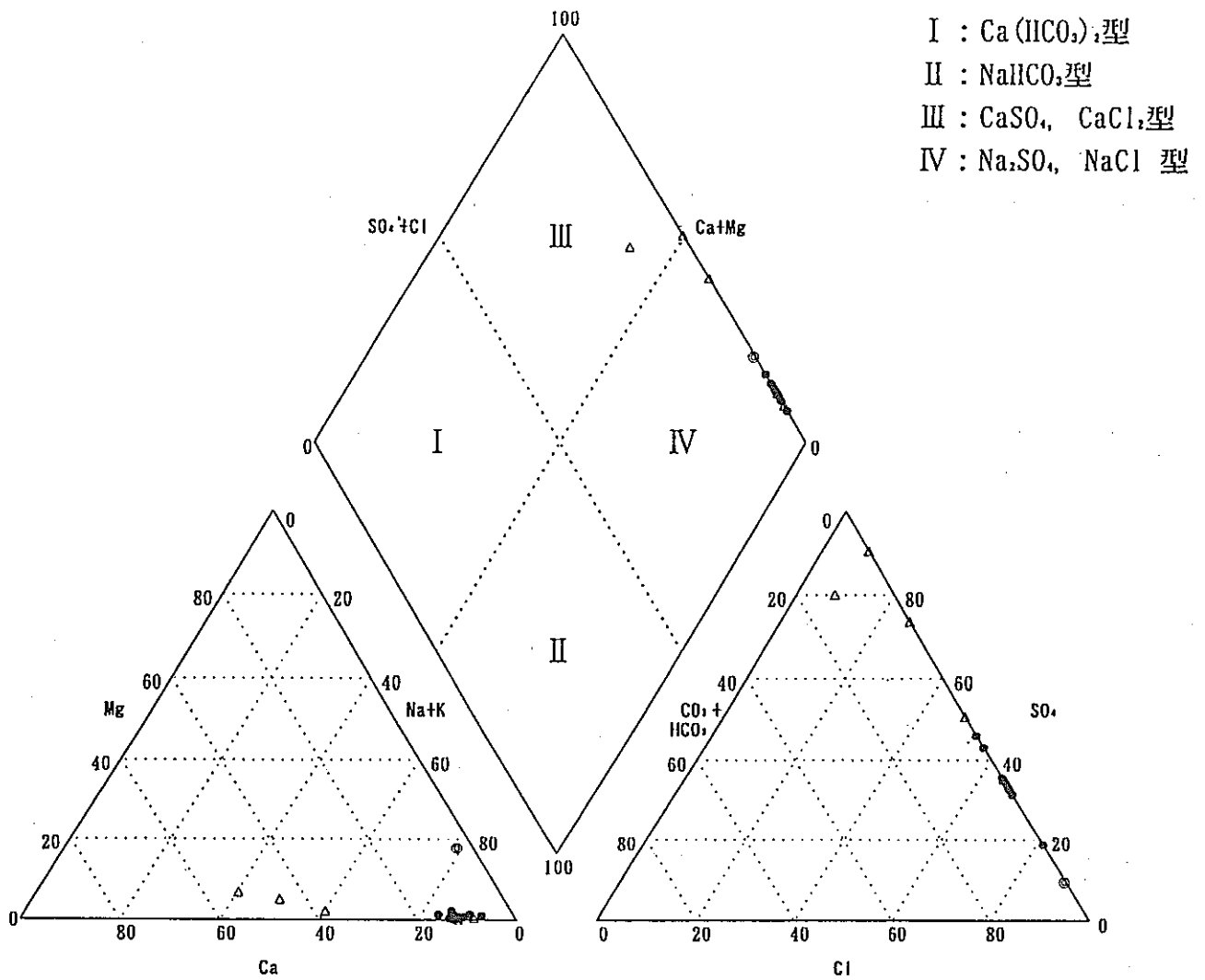
- I : Ca(HCO₃)₂型
- II : NaHCO₃型
- III : CaSO₄, CaCl₂型
- IV : Na₂SO₄, NaCl型



トリリニアダイアグラムによる水質区分 (内郷坑)

湯本五坑

- . . . 上盤ガス付随水 (0件)
- △ . . . 上盤その他地下水 (5件)
- . . . 下盤立孔地下水 (11件)
- ▲ . . . 下盤その他地下水 (0件)
- ◎ . . . 海水

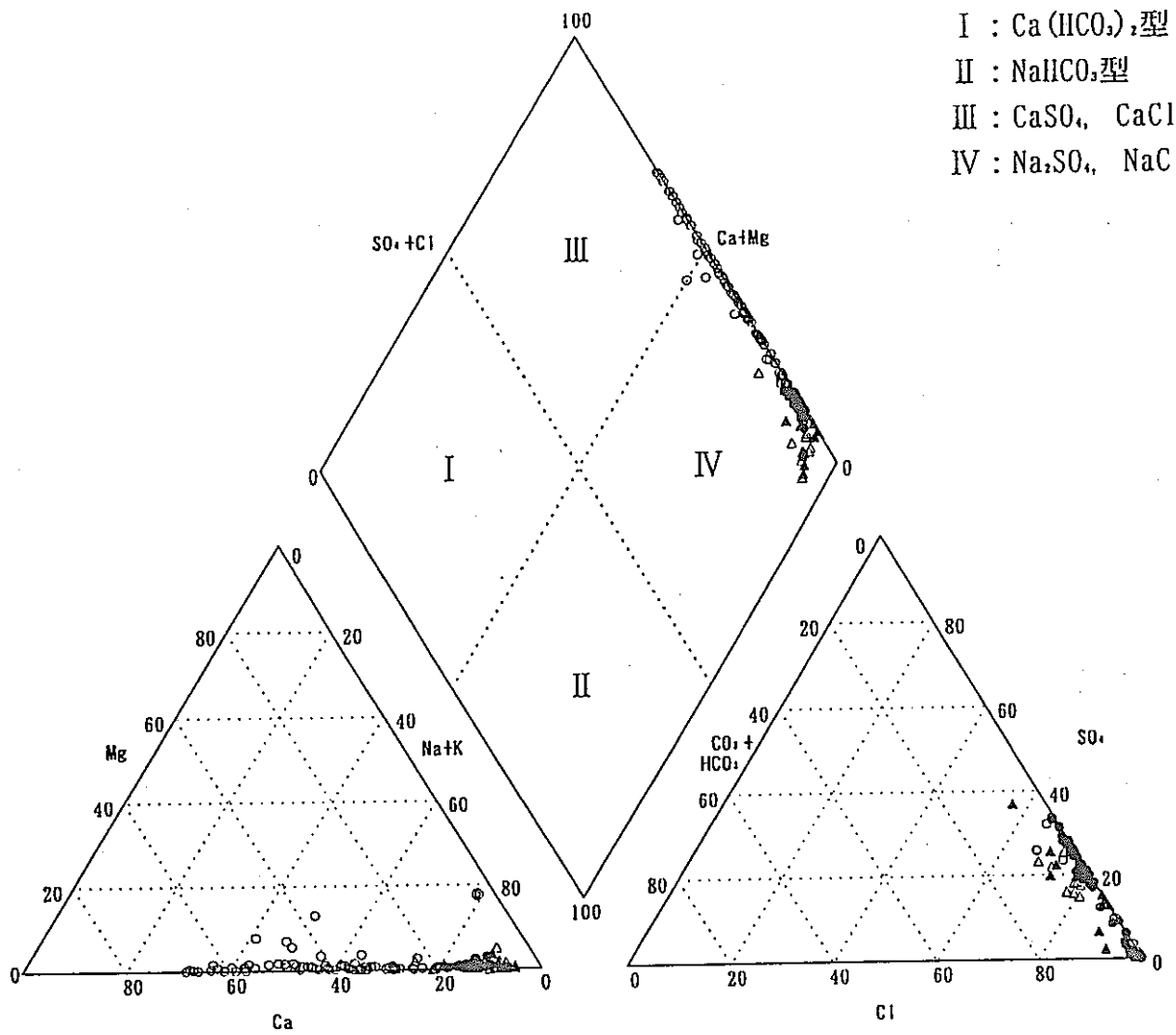


トリリニアダイヤグラムによる水質区分 (湯本五坑)

鹿島坑

- . . . 上盤ガス付随水 (86件)
- △ . . . 上盤その他地下水 (14件)
- . . . 下盤立孔地下水 (58件)
- ▲ . . . 下盤その他地下水 (12件)
- ◎ . . . 海水

- I : Ca(HCO₃)₂型
- II : NaHCO₃型
- III : CaSO₄, CaCl₂型
- IV : Na₂SO₄, NaCl型

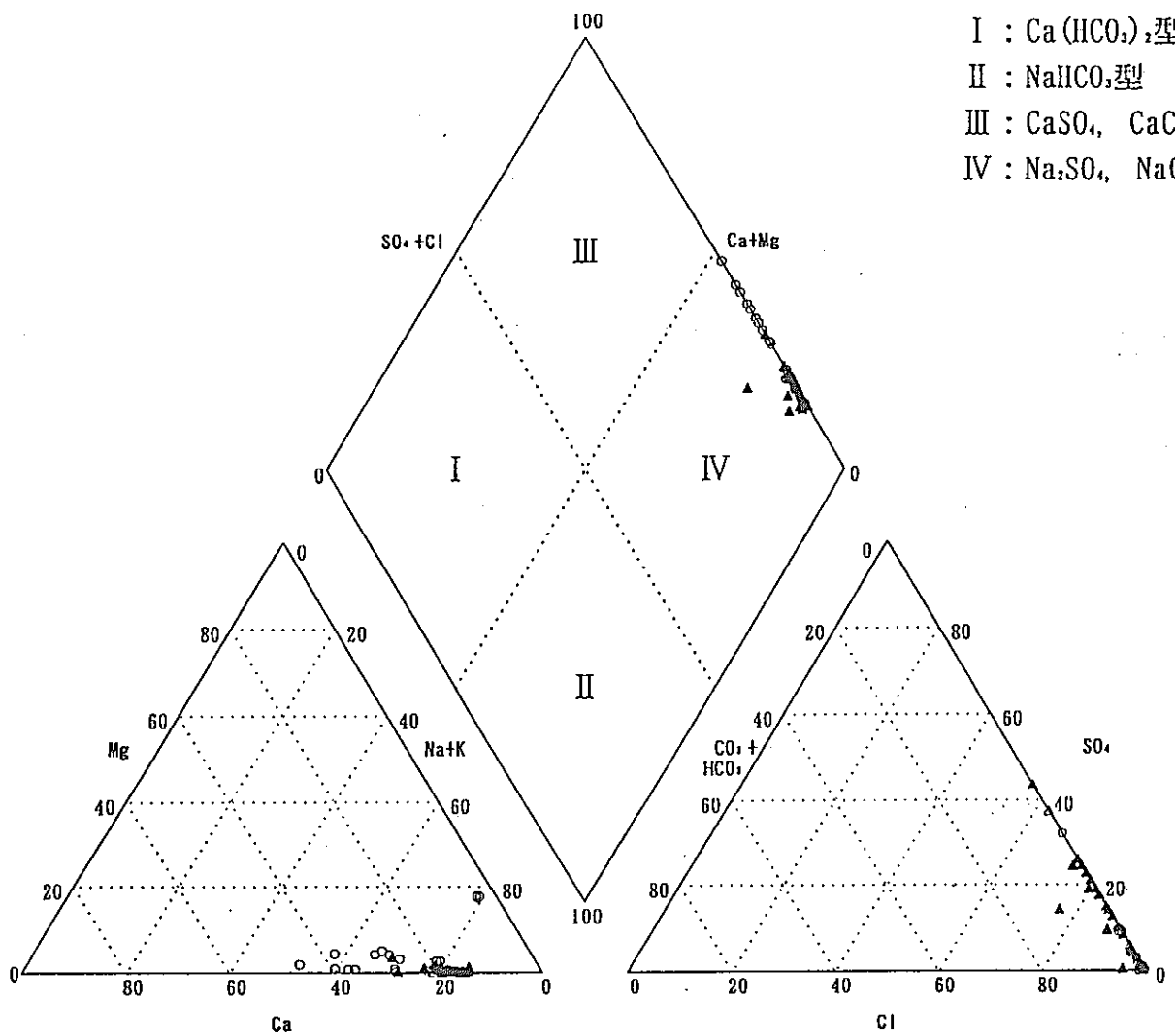


トリリニアダイヤグラムによる水質区分 (鹿島坑)

湯本六坑

- . . . 上盤ガス付随水 (16件)
- △ . . . 上盤その他地下水 (4件)
- . . . 下盤立孔地下水 (13件)
- ▲ . . . 下盤その他地下水 (25件)
- ◎ . . . 海水

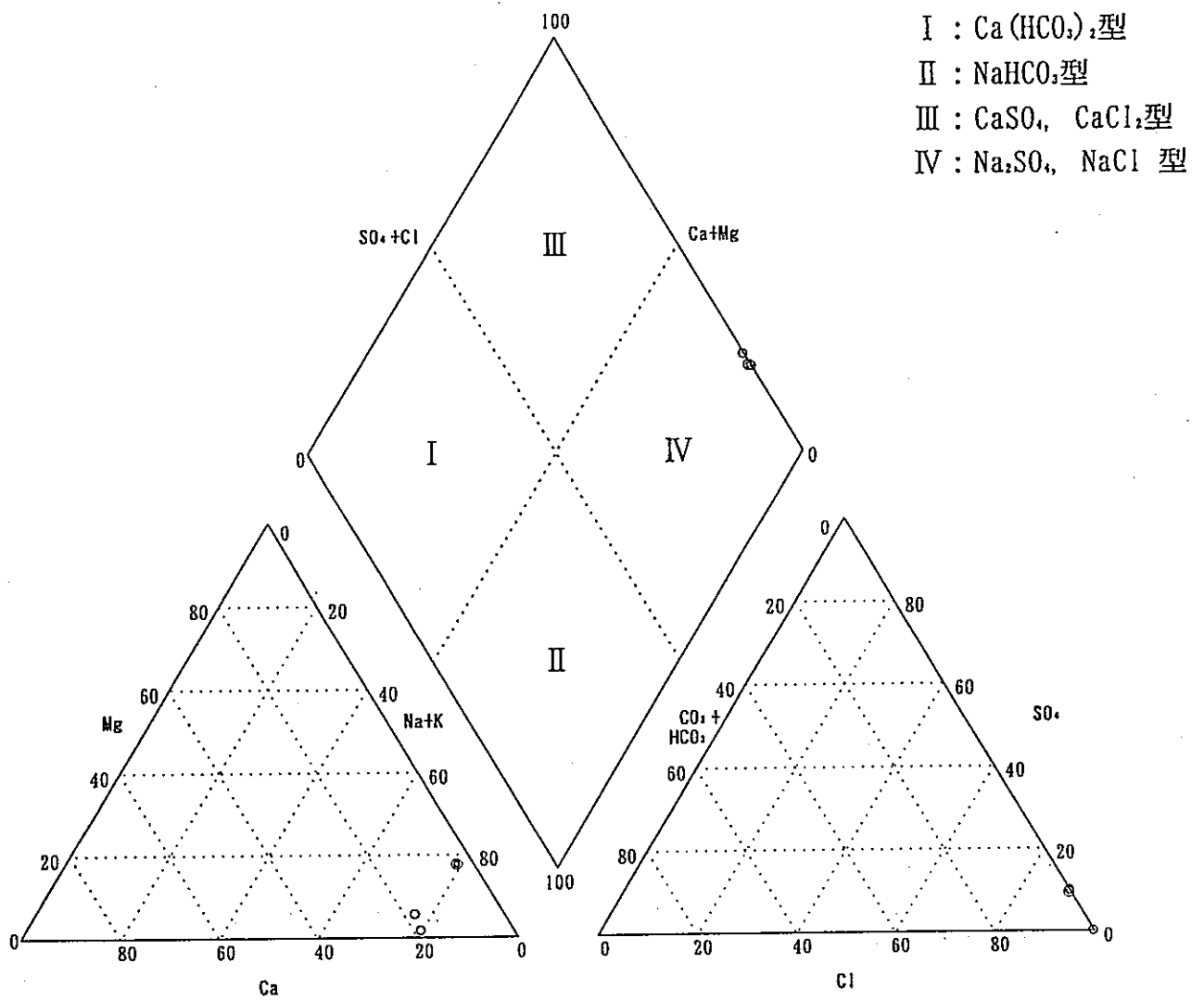
- I : Ca(HCO₃)₂型
- II : NaHCO₃型
- III : CaSO₄, CaCl₂型
- IV : Na₂SO₄, NaCl型



トリリニアダイヤグラムによる水質区分 (湯本六坑)

新磐崎坑

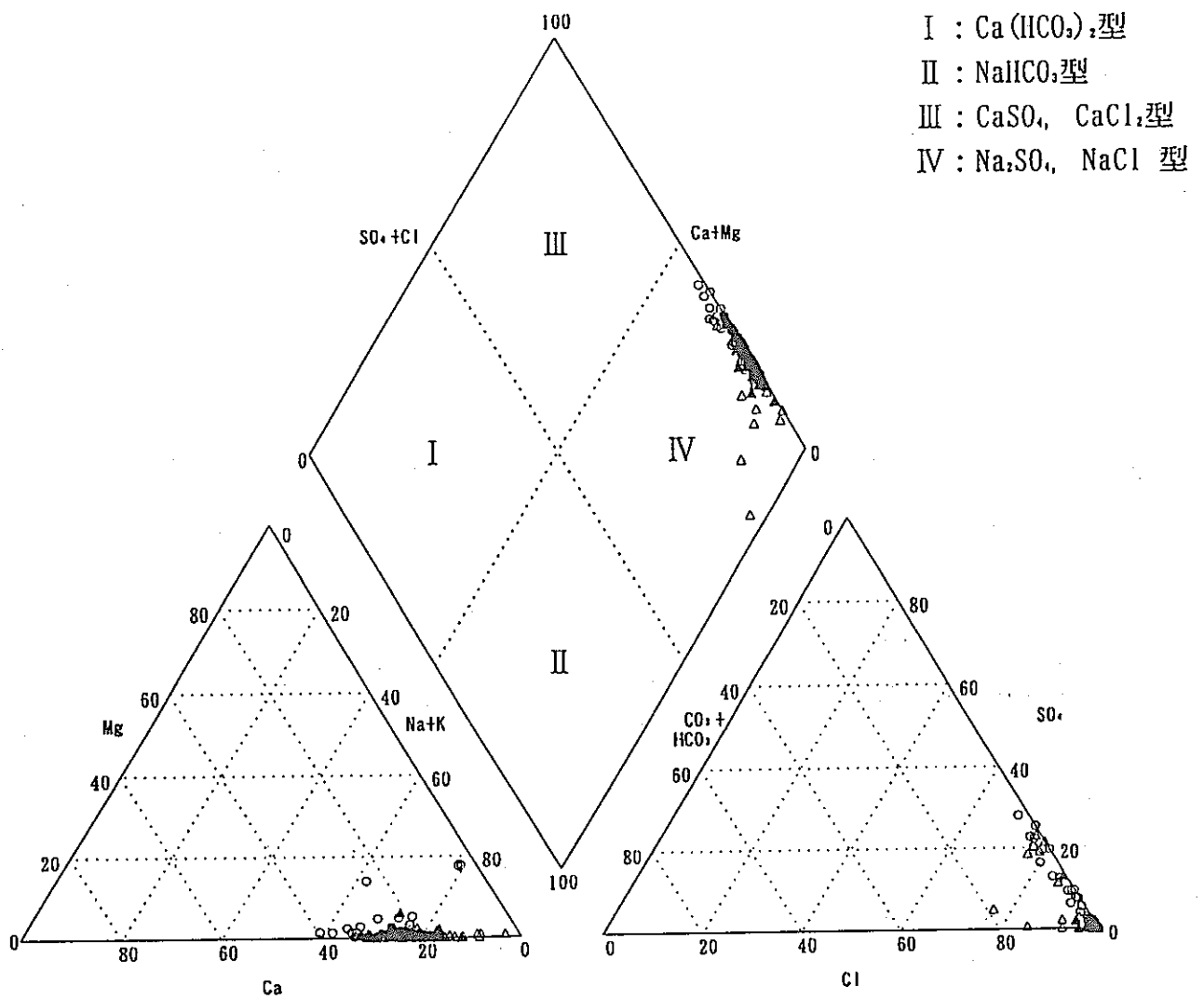
- . . . 上盤ガス付随水 (3件)
- △ . . . 上盤その他地下水 (0件)
- . . . 下盤立孔地下水 (0件)
- ▲ . . . 下盤その他地下水 (0件)
- ◎ . . . 海水



トリリニアダイヤグラムによる水質区分 (新磐崎坑)

西部坑

- . . . 上盤ガス付随水 (79件)
- △ . . . 上盤その他地下水 (64件)
- . . . 下盤立孔地下水 (58件)
- ▲ . . . 下盤その他地下水 (34件)
- ◎ . . . 海水

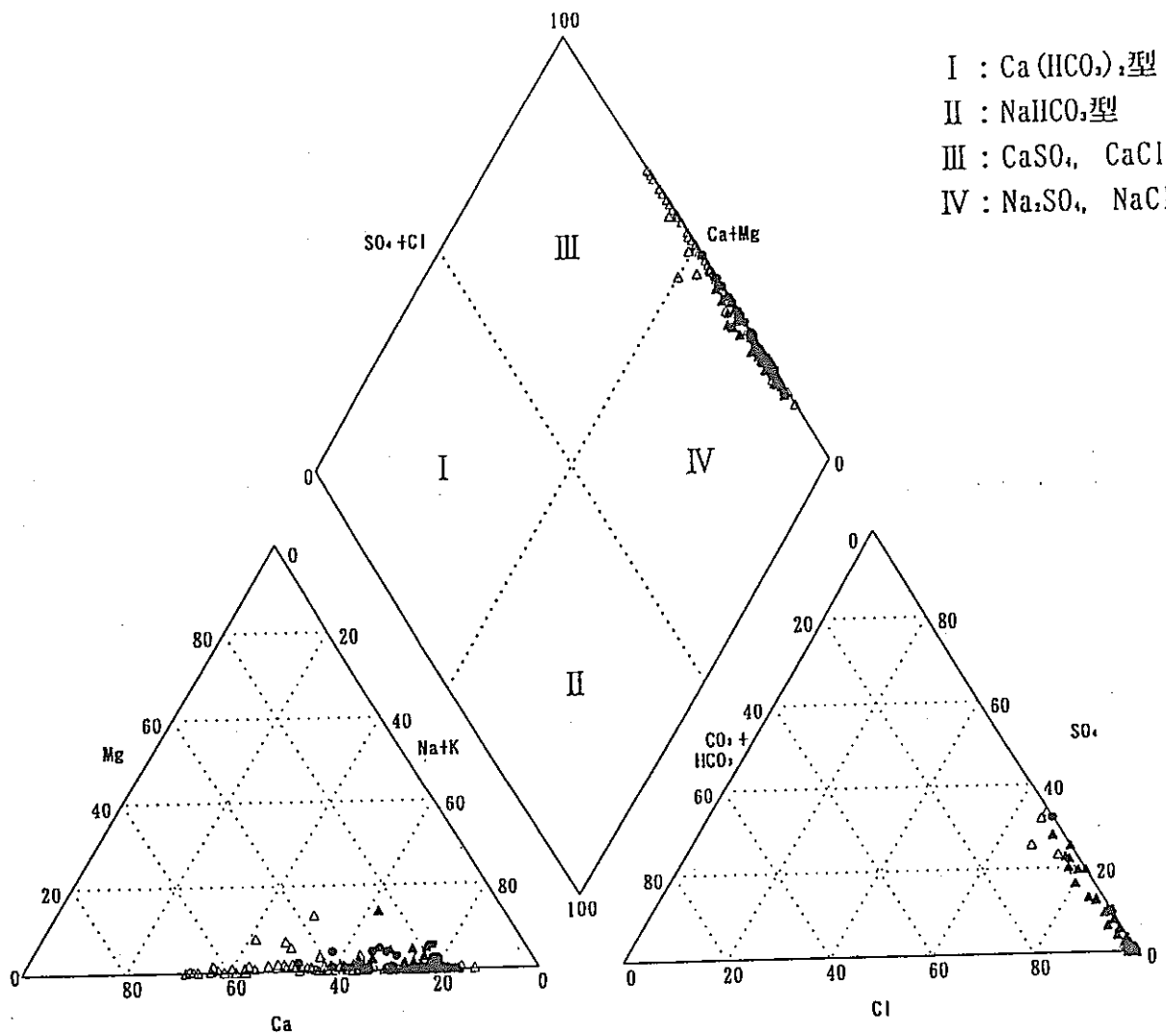


トリリニアダイアグラムによる水質区分 (西部坑)

上盤ガス付随地下水

- . . . 内郷坑 (0件)
- ◇ . . . 湯本五坑 (0件)
- △ . . . 鹿島坑 (86件)
- . . . 湯本六坑 (16件)
- . . . 新磐崎坑 (3件)
- ▲ . . . 西部坑 (79件)

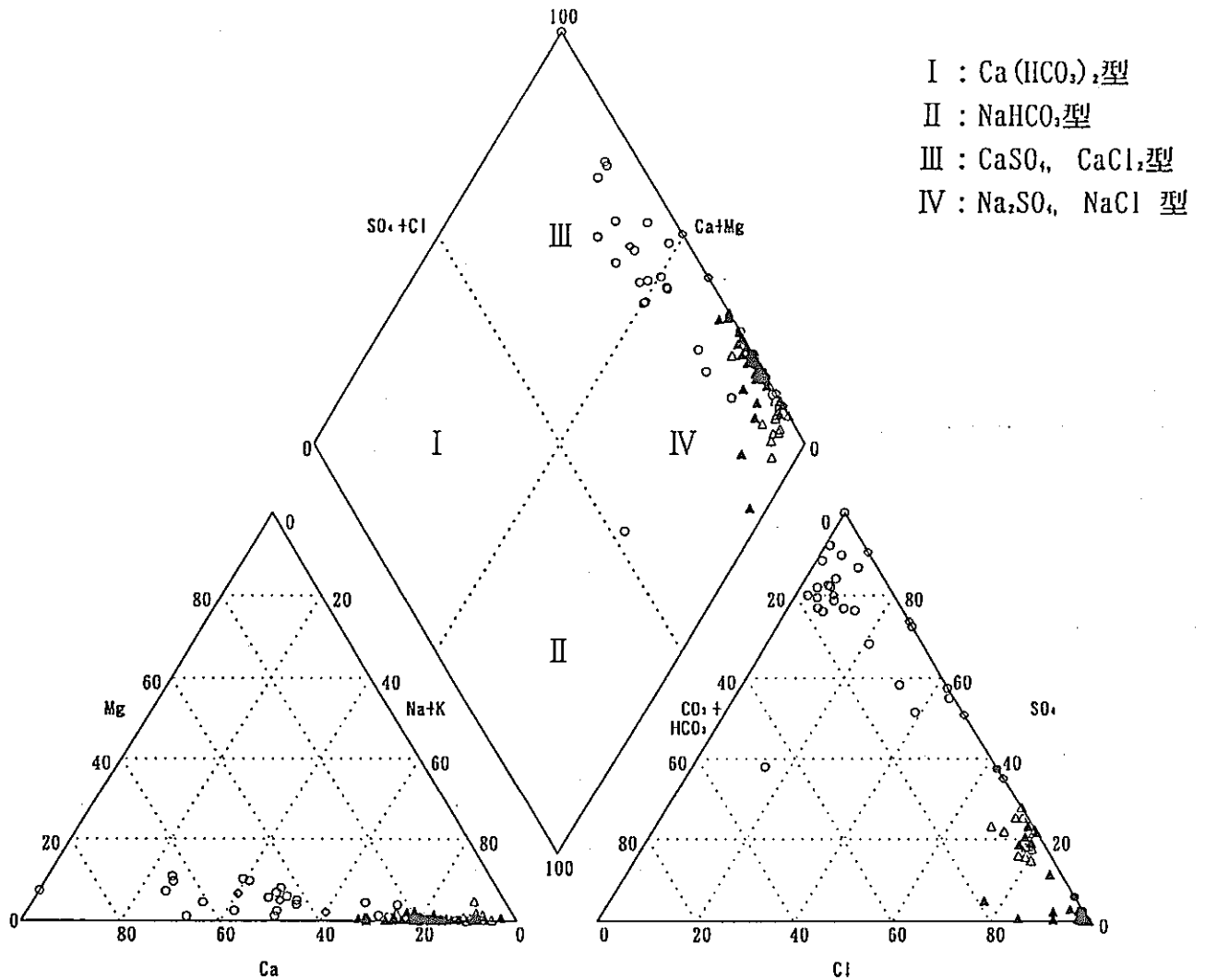
- I : $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ 型
- II : NaHCO_3 型
- III : $\text{CaSO}_4, \text{CaCl}_2$ 型
- IV : $\text{Na}_2\text{SO}_4, \text{NaCl}$ 型



トリリニアダイヤグラムによる水質区分 (上盤ガス付随地下水)

上盤その他の地下水

- . . . 内郷坑 (24件)
- ◇ . . . 湯本五坑 (5件)
- △ . . . 鹿島坑 (14件)
- . . . 湯本六坑 (4件)
- . . . 新磐崎坑 (0件)
- ▲ . . . 西部坑 (64件)

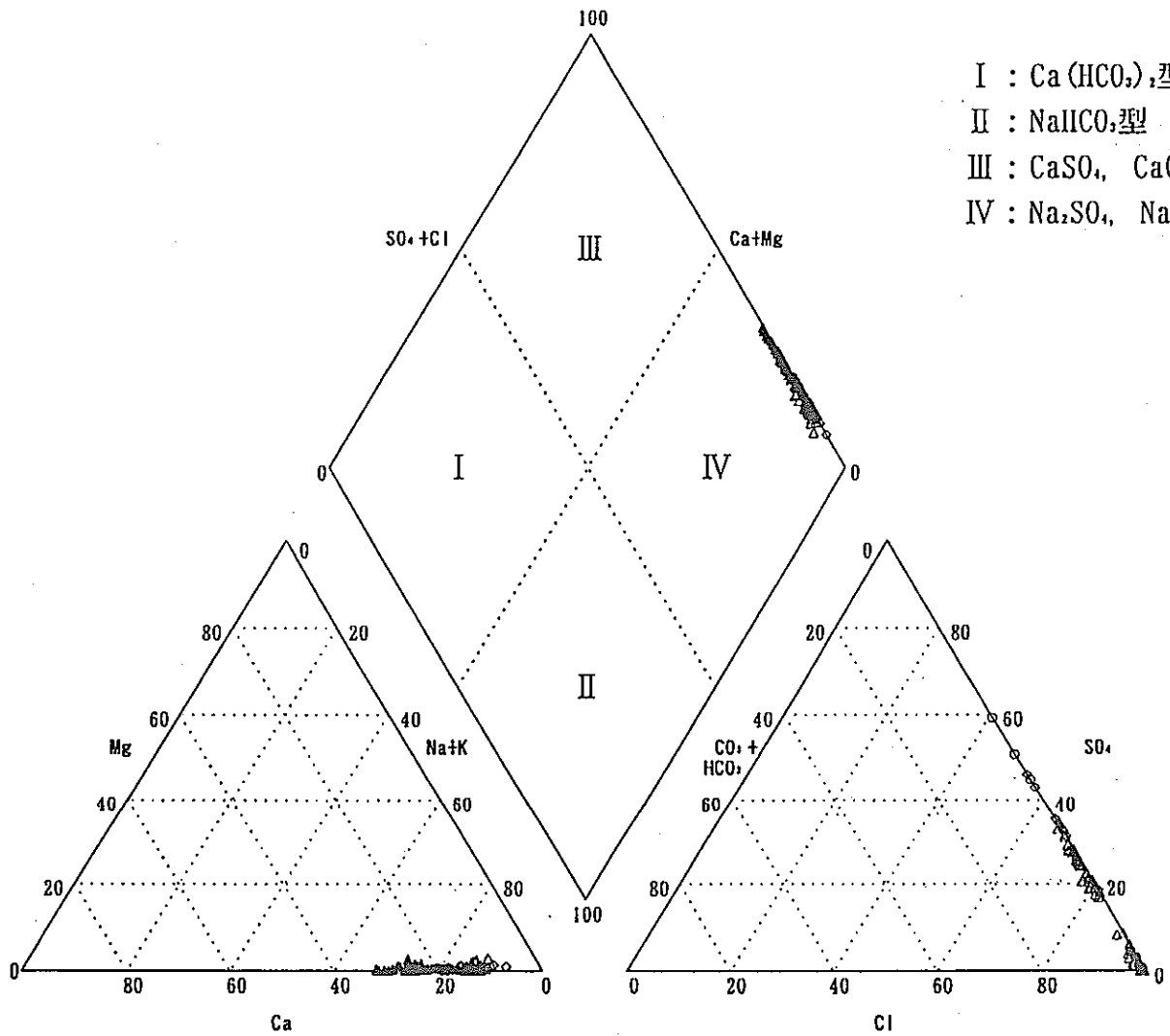


トリリニアダイヤグラムによる水質区分 (上盤その他の地下水)

下盤立孔ボーリング湧水

- . . . 内郷坑 (3件)
- ◇ . . . 湯本五坑 (11件)
- △ . . . 鹿島坑 (58件)
- . . . 湯本六坑 (13件)
- . . . 新磐崎坑 (0件)
- ▲ . . . 西部坑 (58件)

- I : $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ 型
- II : NaHCO_3 型
- III : $\text{CaSO}_4, \text{CaCl}_2$ 型
- IV : $\text{Na}_2\text{SO}_4, \text{NaCl}$ 型

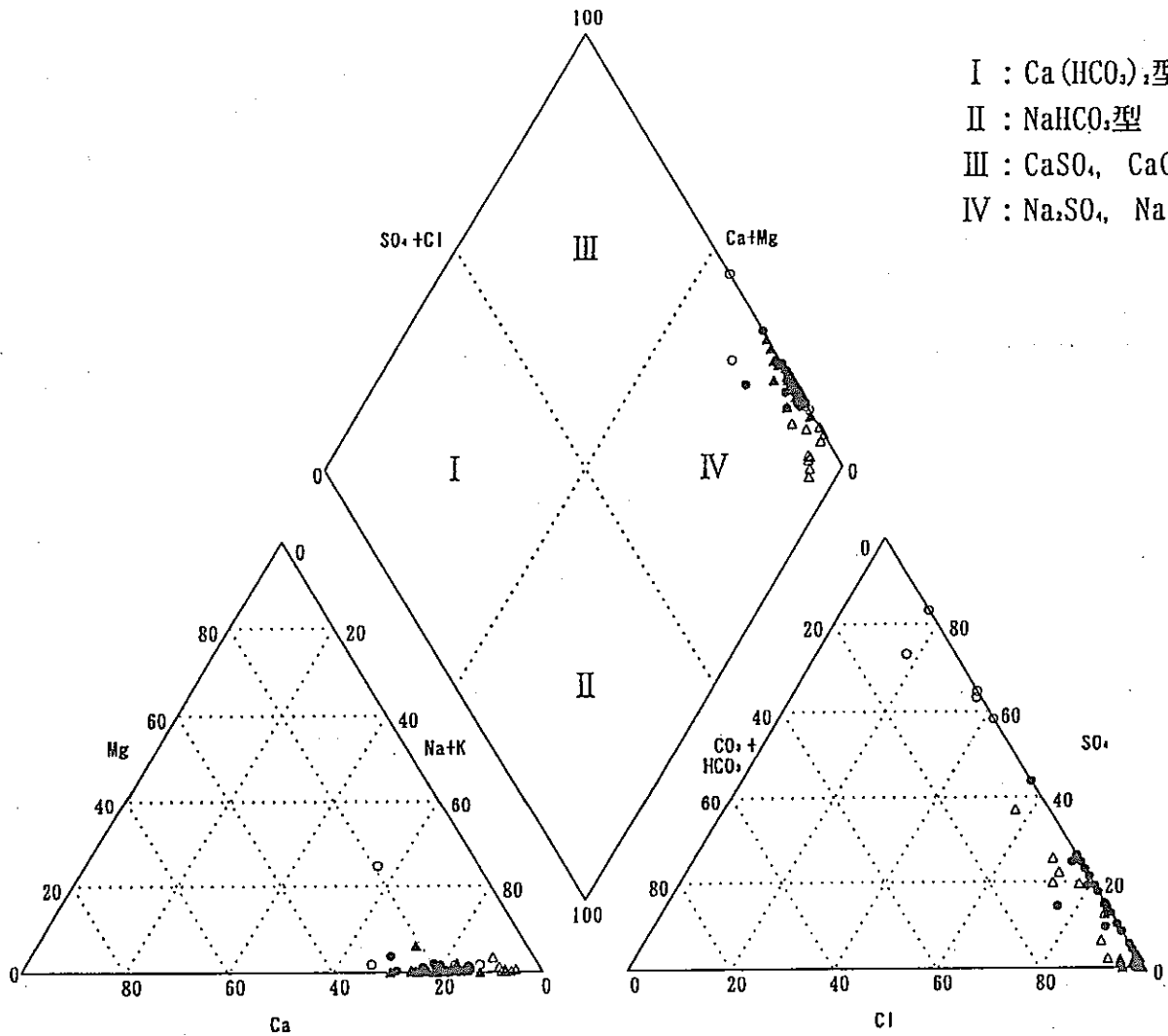


トリリニアダイアグラムによる水質区分 (下盤立孔ボーリング湧水)

下盤その他地下水

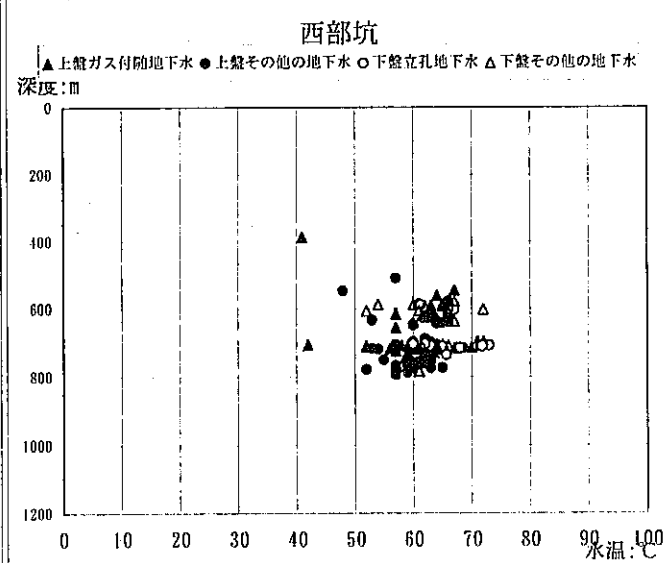
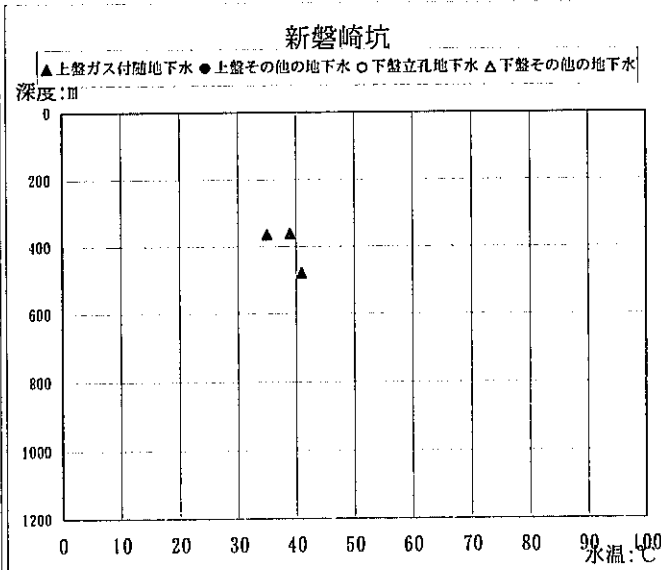
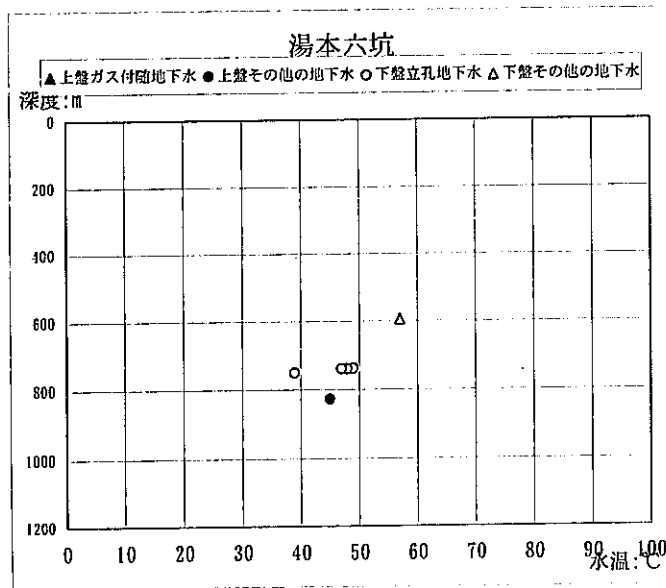
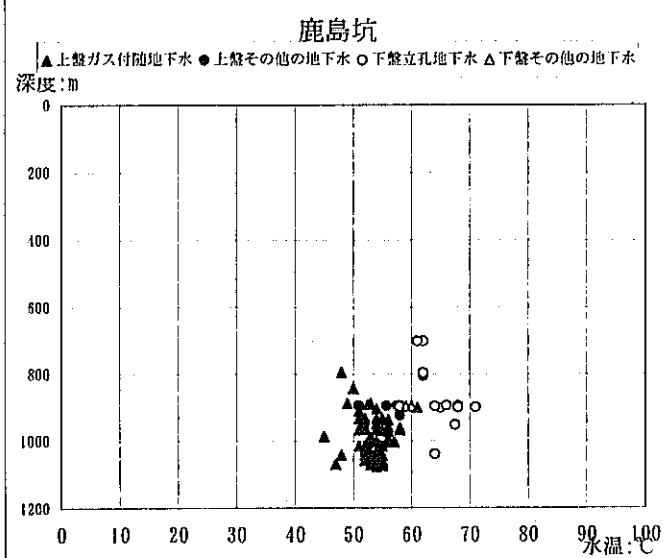
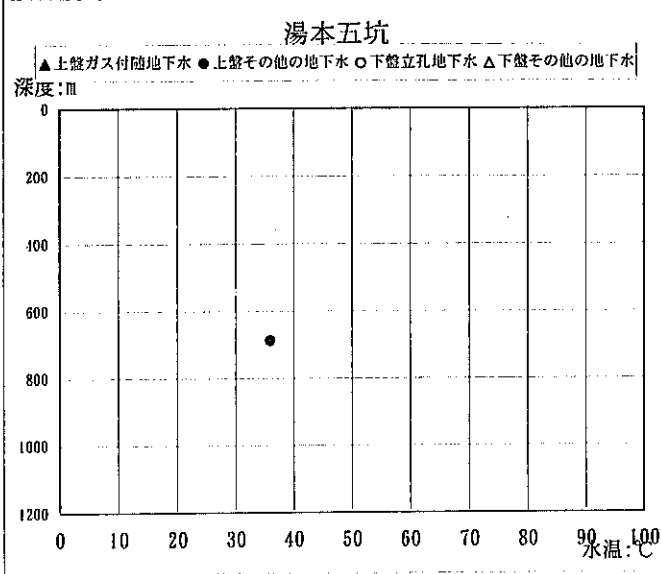
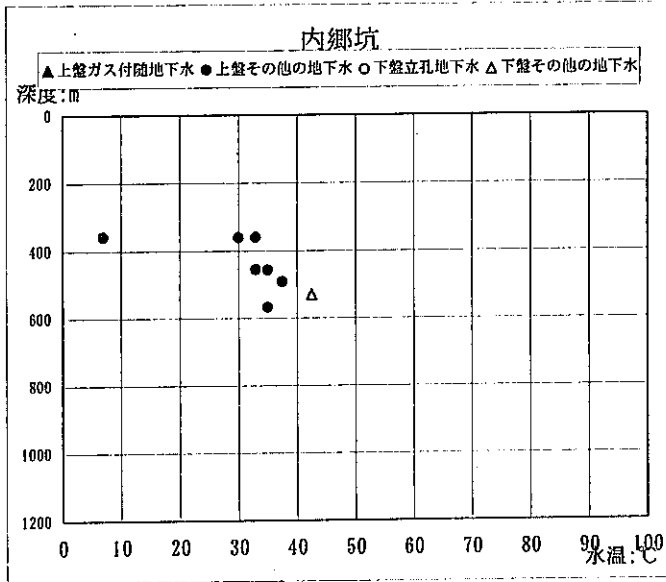
- . . . 内郷坑 (5件)
- ◇ . . . 湯本五坑 (0件)
- △ . . . 鹿島坑 (12件)
- . . . 湯本六坑 (25件)
- . . . 新磐崎坑 (0件)
- ▲ . . . 西部坑 (31件)

- I : $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ 型
- II : NaHCO_3 型
- III : $\text{CaSO}_4, \text{CaCl}_2$ 型
- IV : $\text{Na}_2\text{SO}_4, \text{NaCl}$ 型

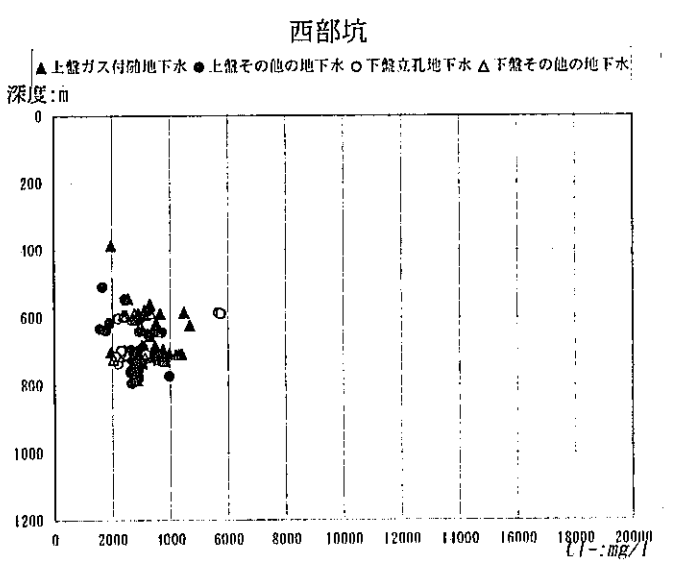
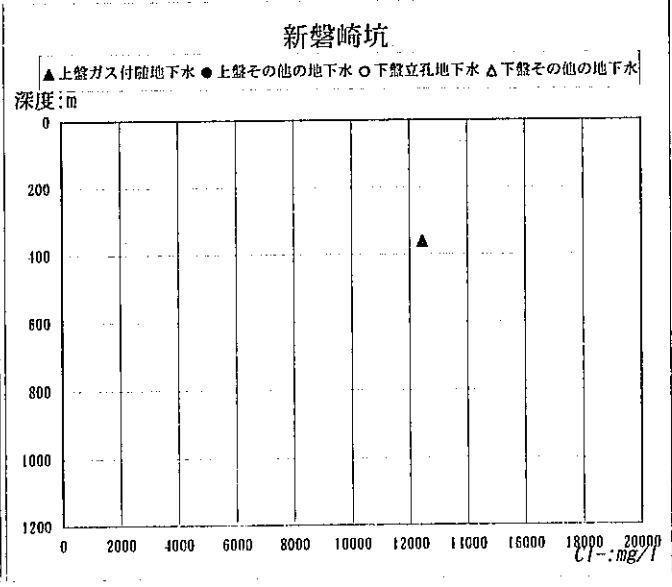
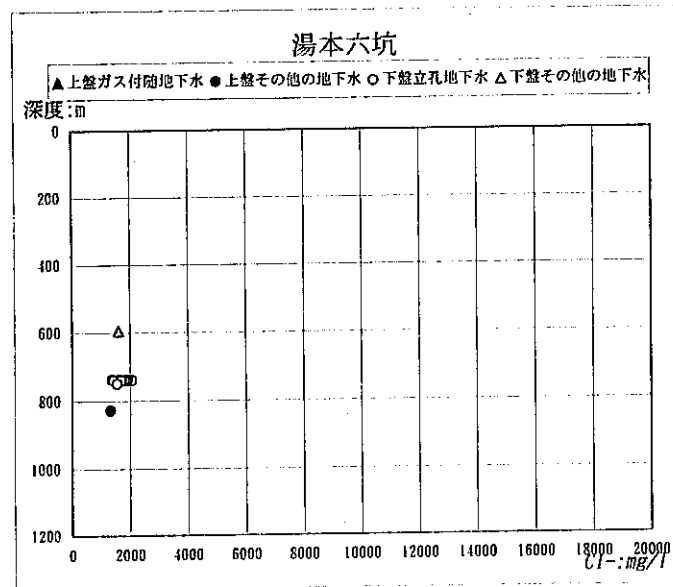
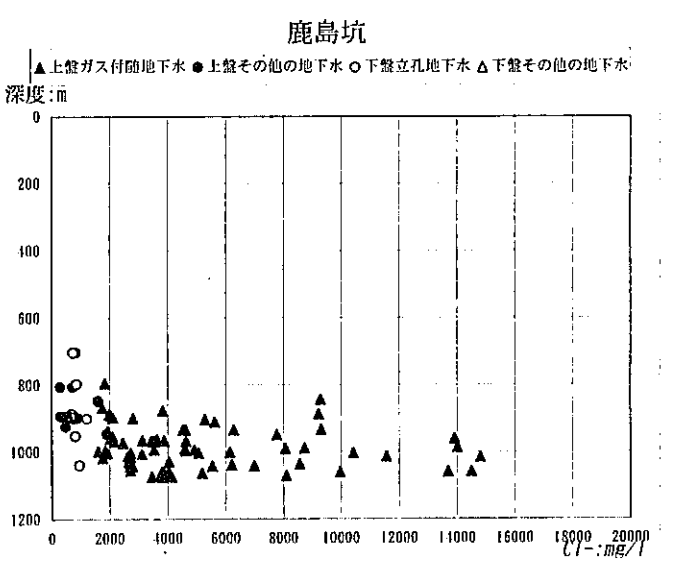
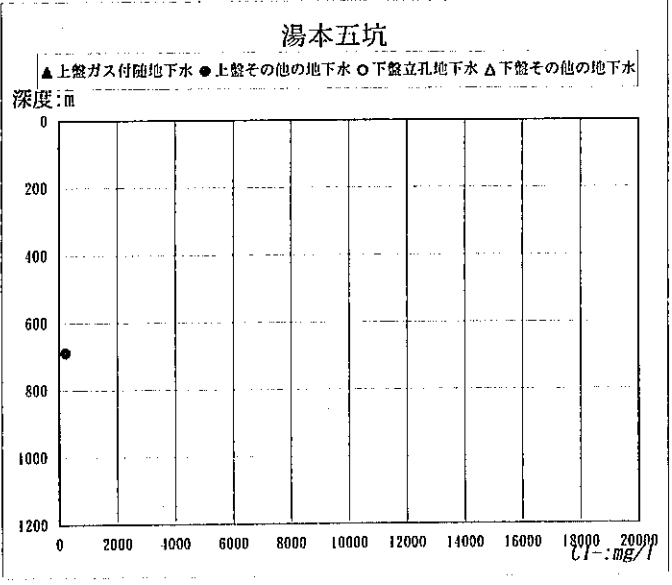
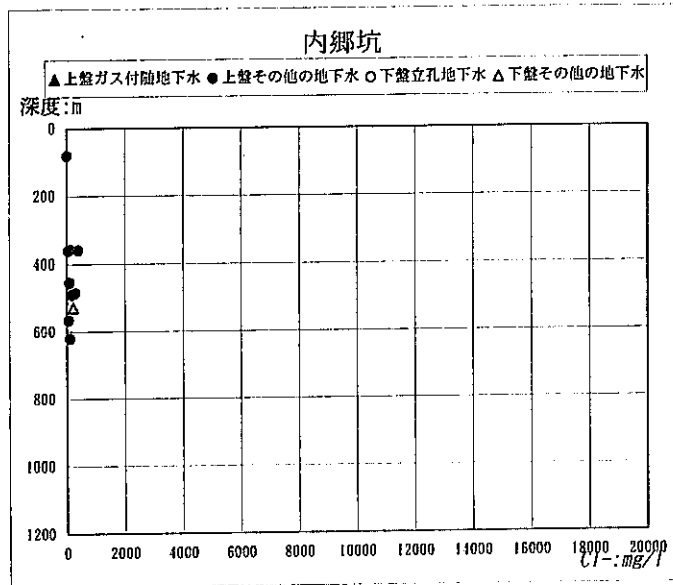


トリリニアダイアグラムによる水質区分 (下盤その他の地下水)

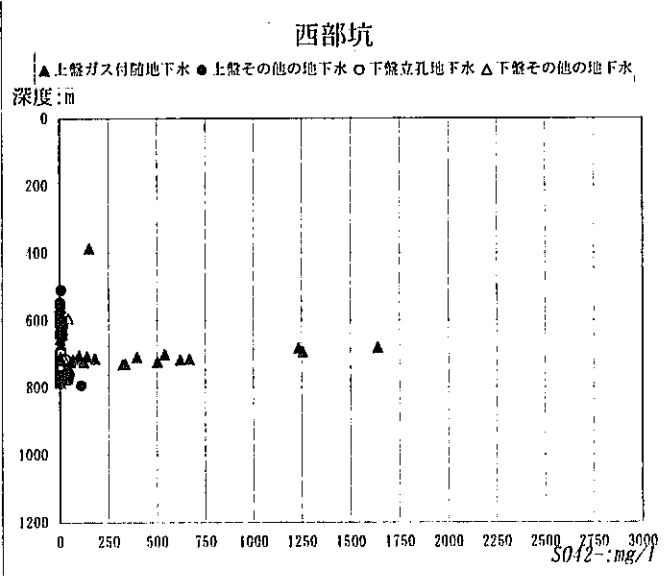
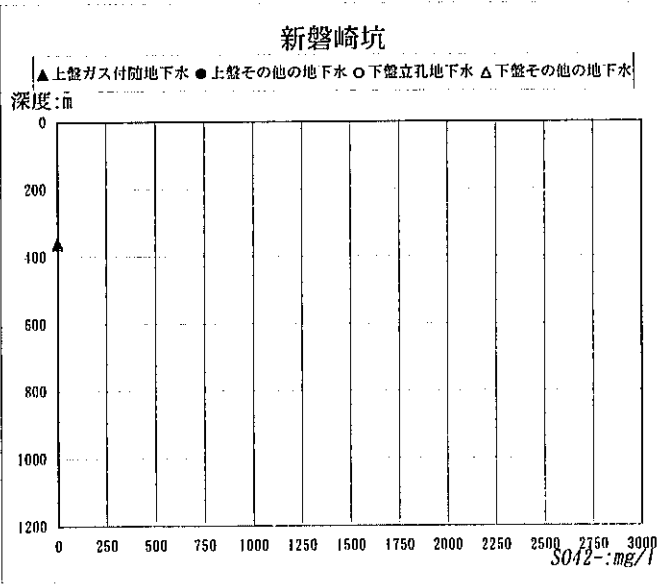
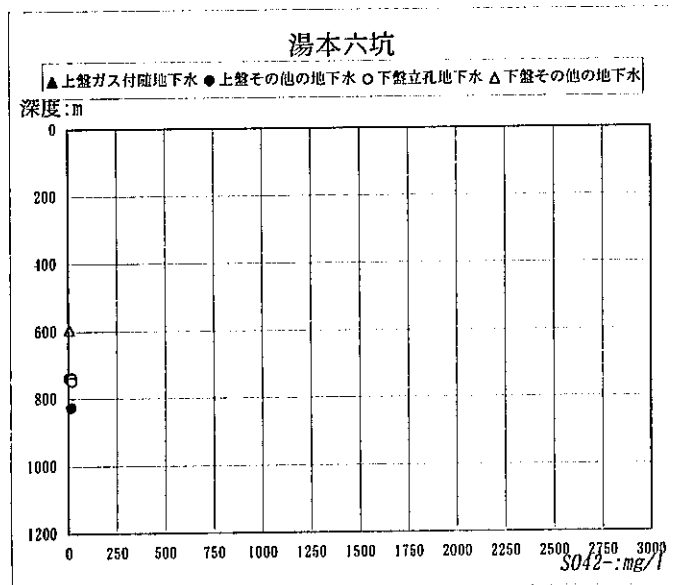
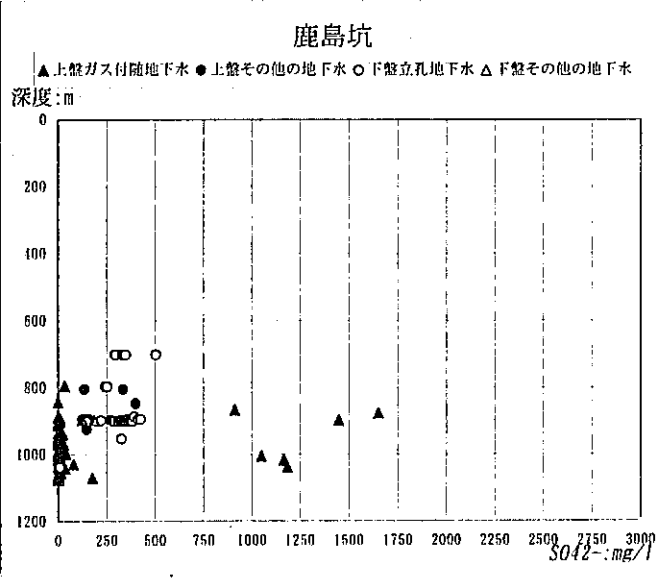
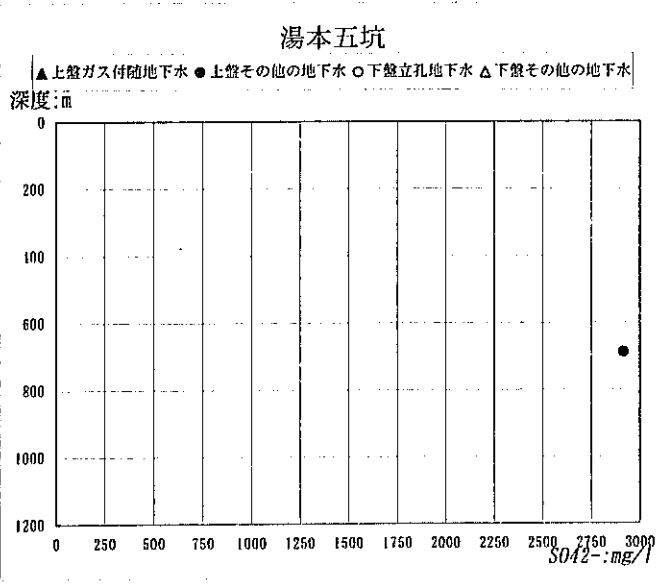
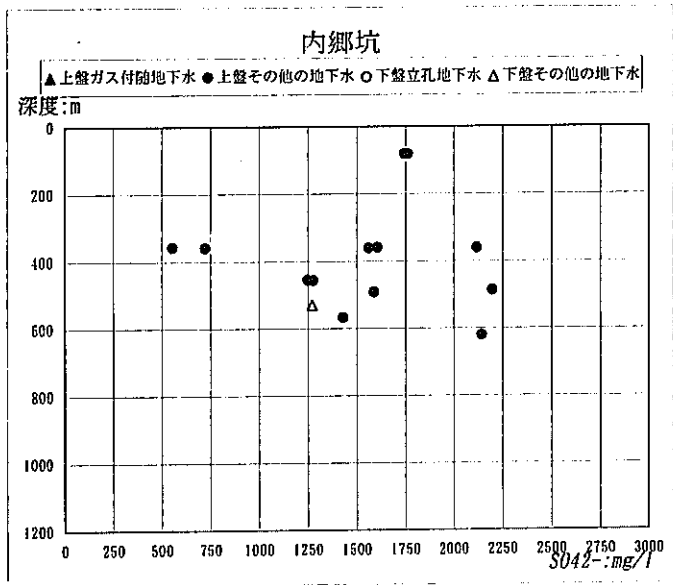
溶存イオン濃度等の相関図



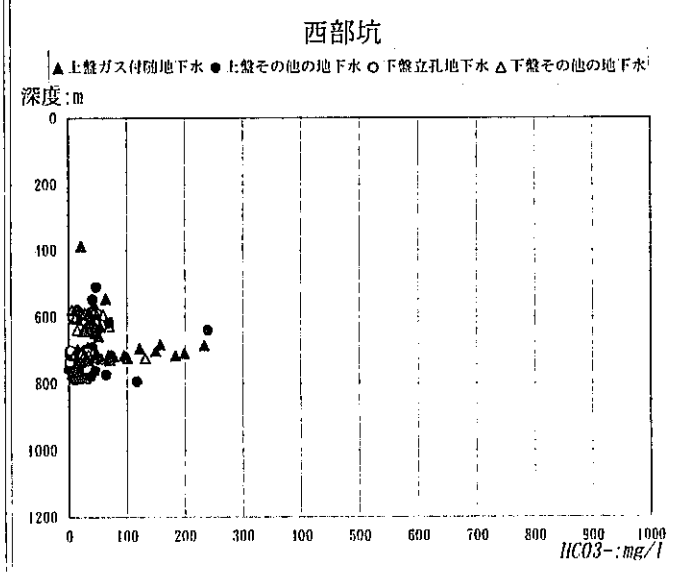
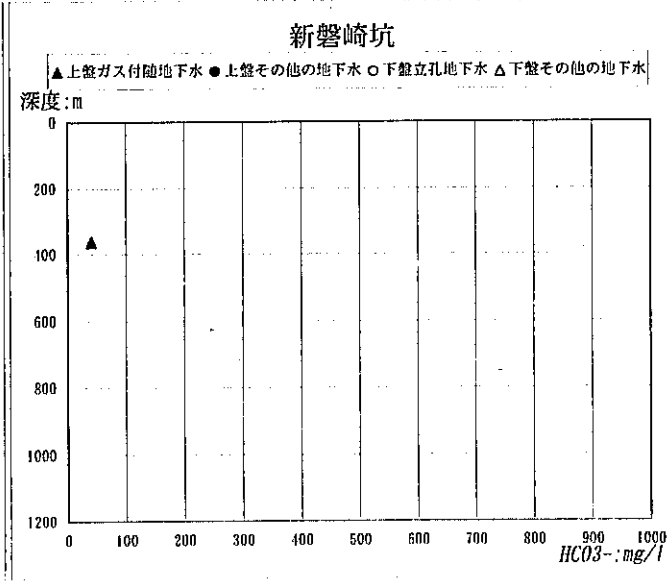
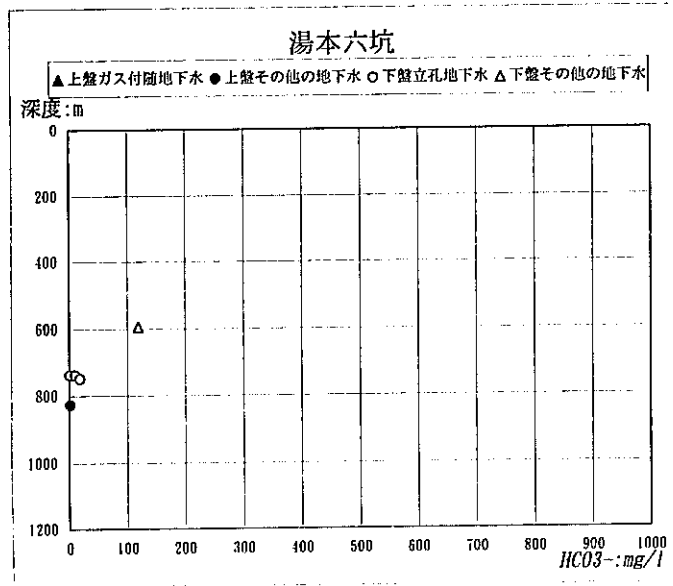
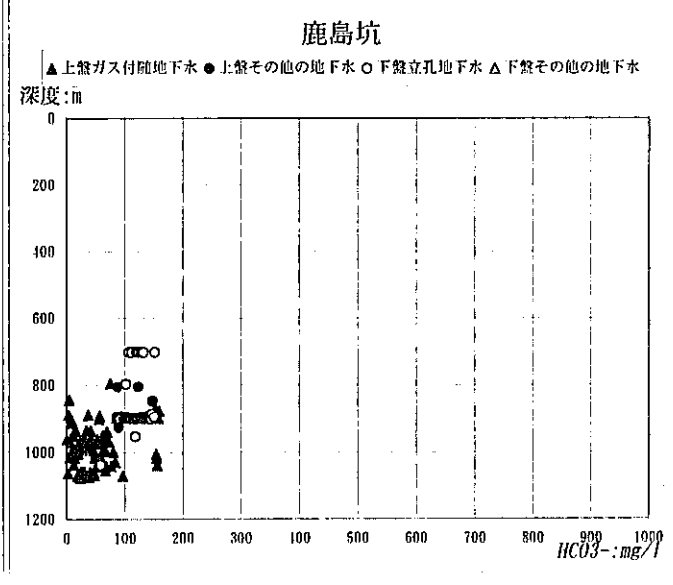
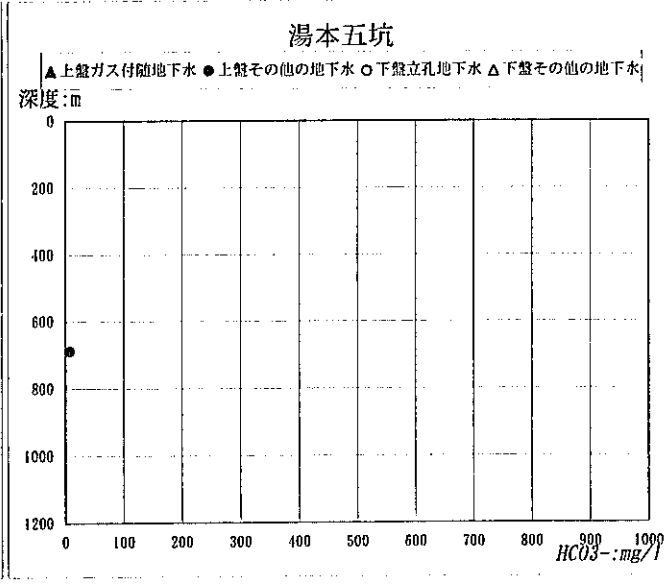
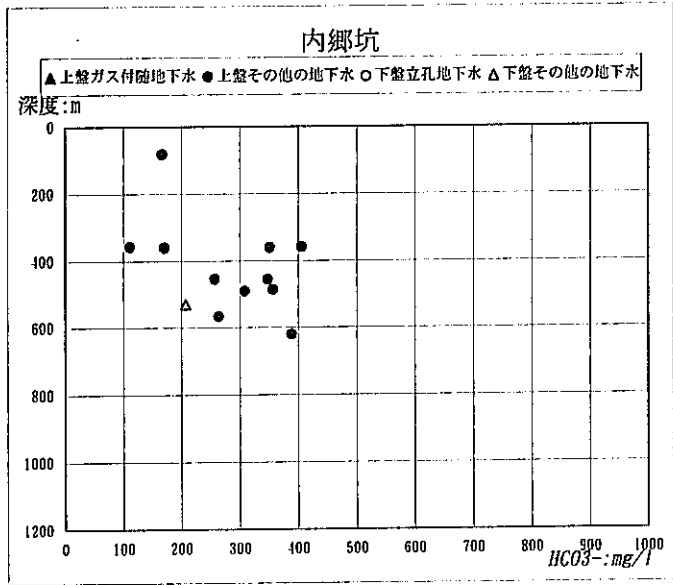
水温-深度 相関図 (各坑別・陰陽イオン差 10%以内)



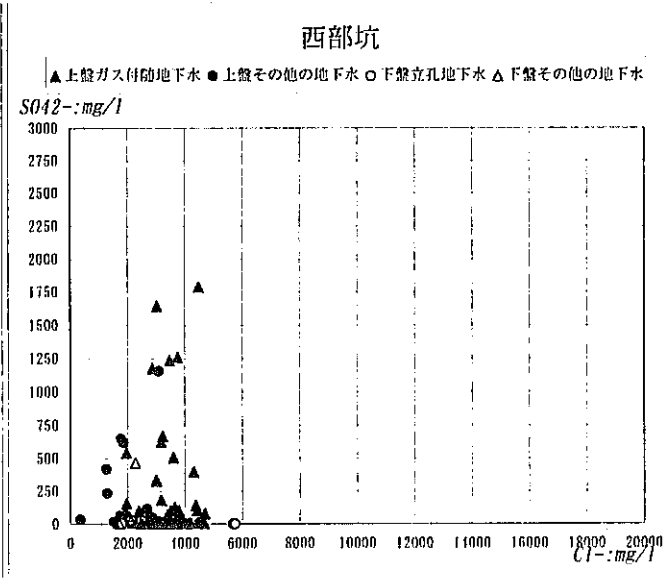
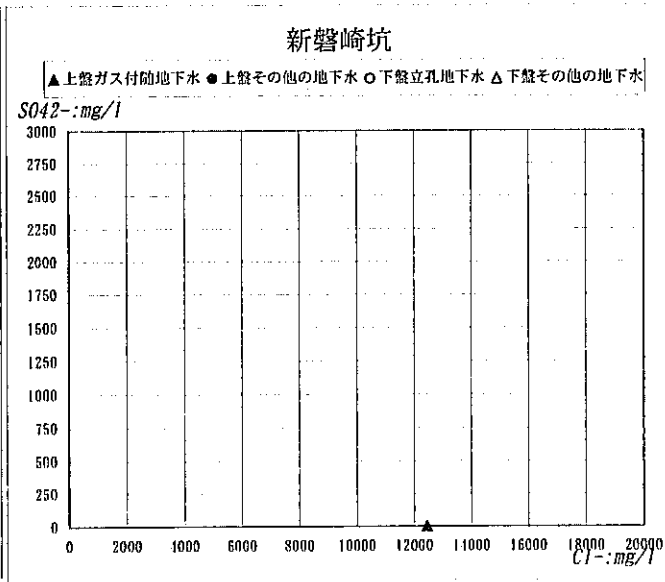
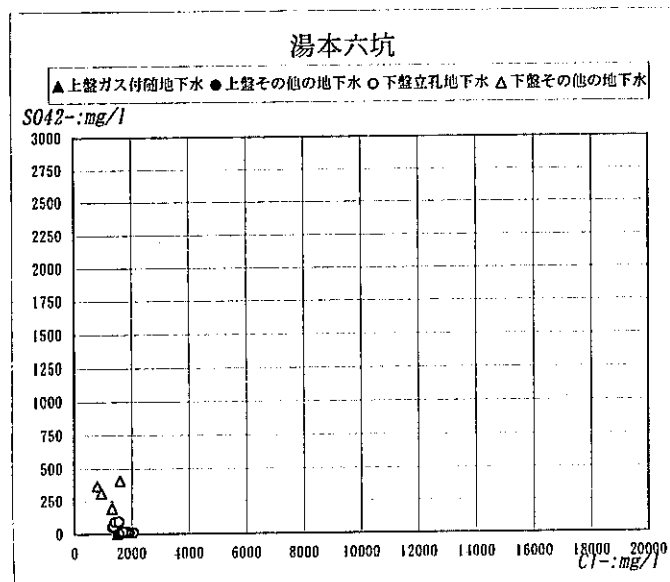
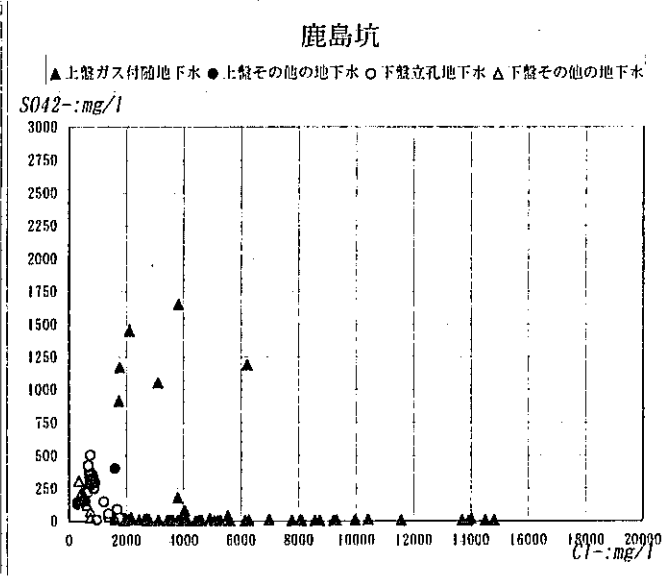
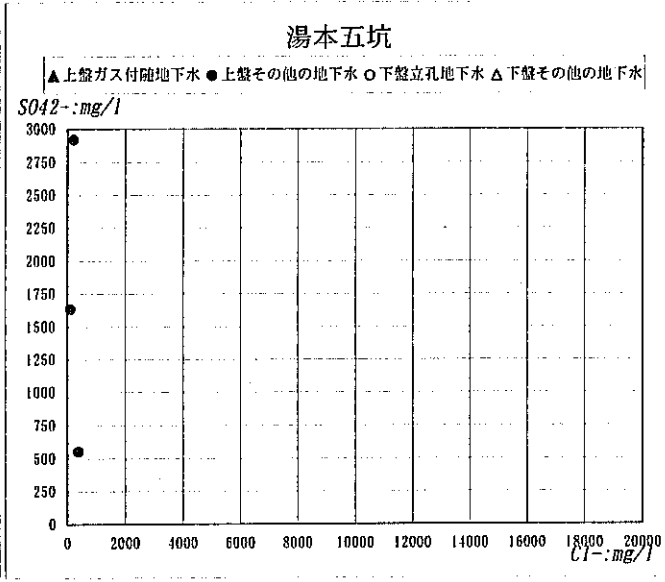
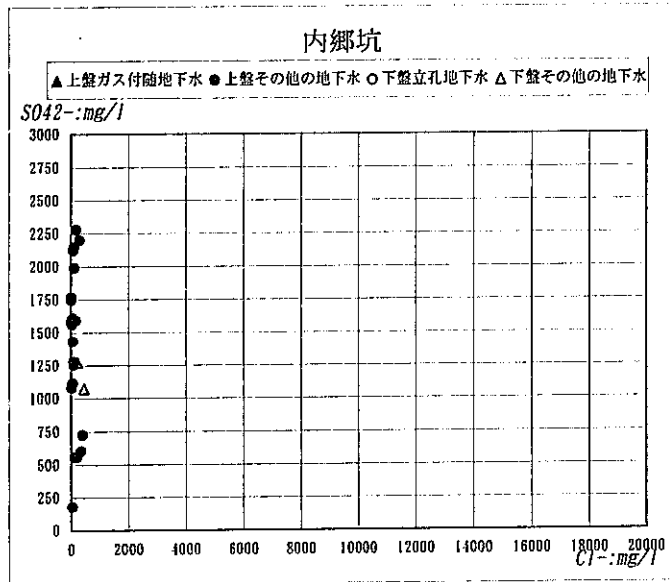
塩素イオン濃度—深度 相関図 (各坑別・陰陽イオン差 10%以内)



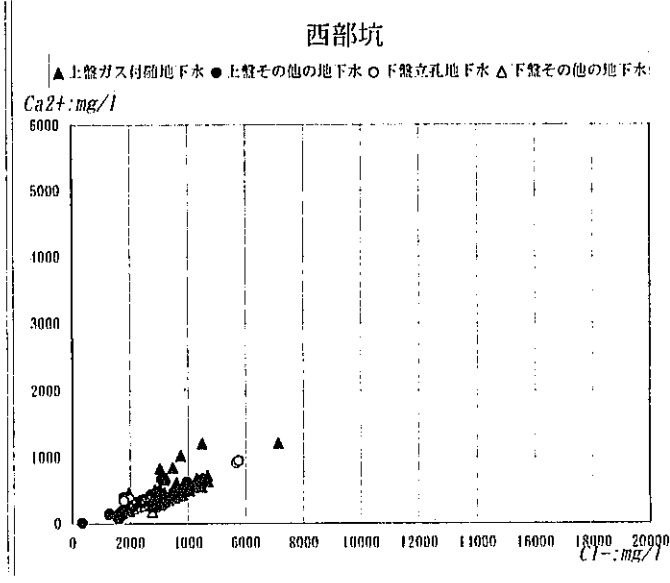
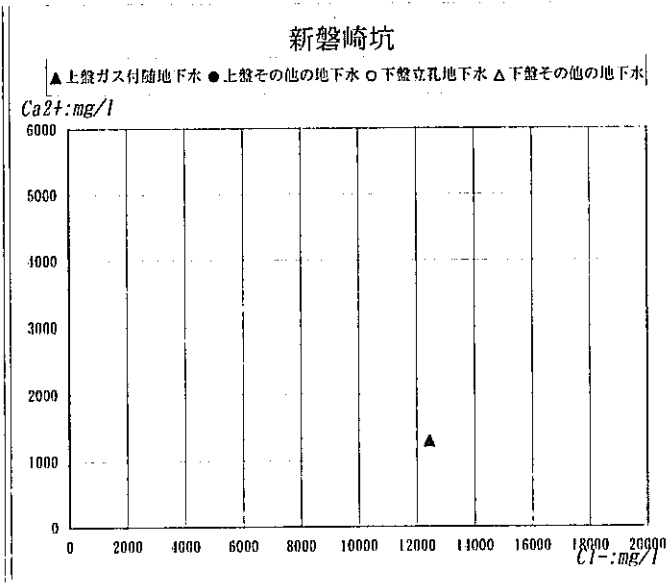
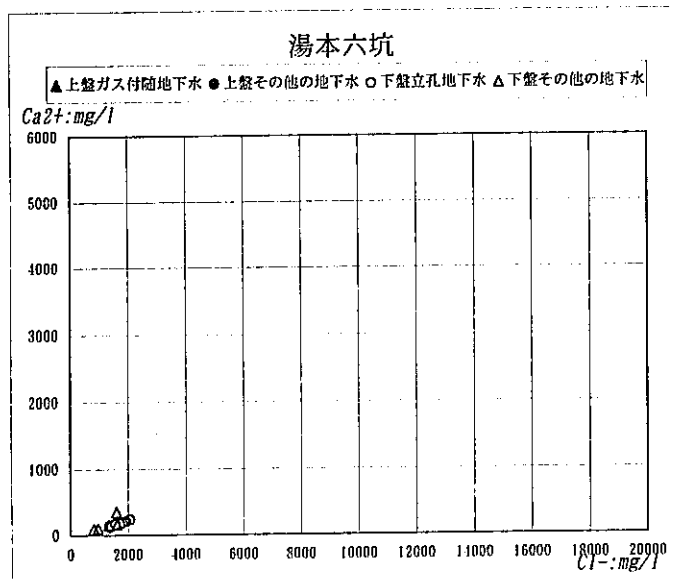
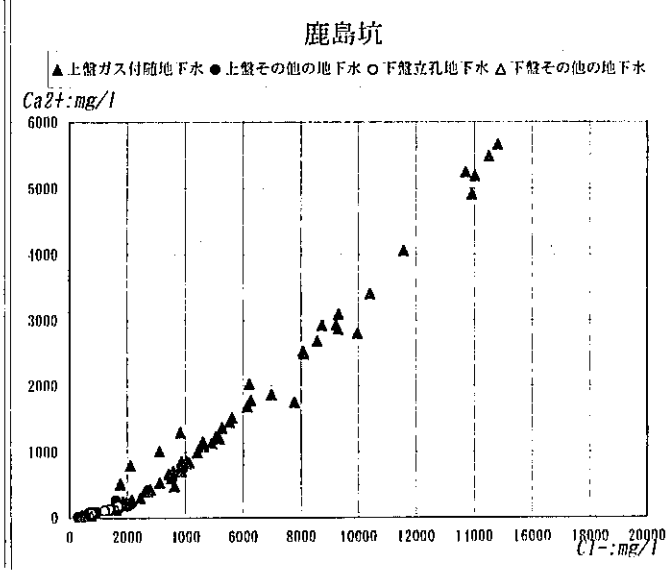
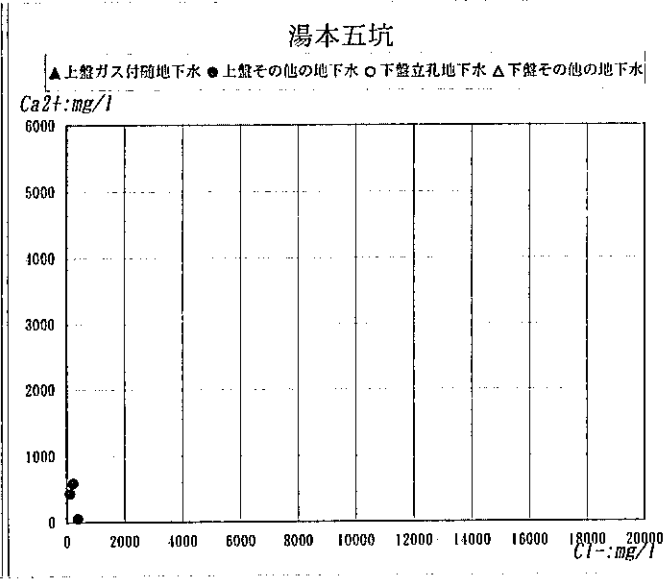
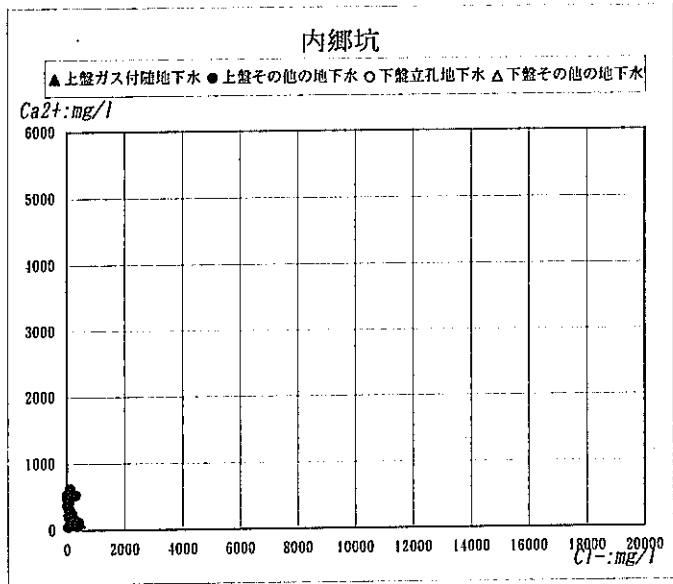
硫酸イオン濃度－深度 相関図 (各坑別・陰陽イオン差 10%以内)



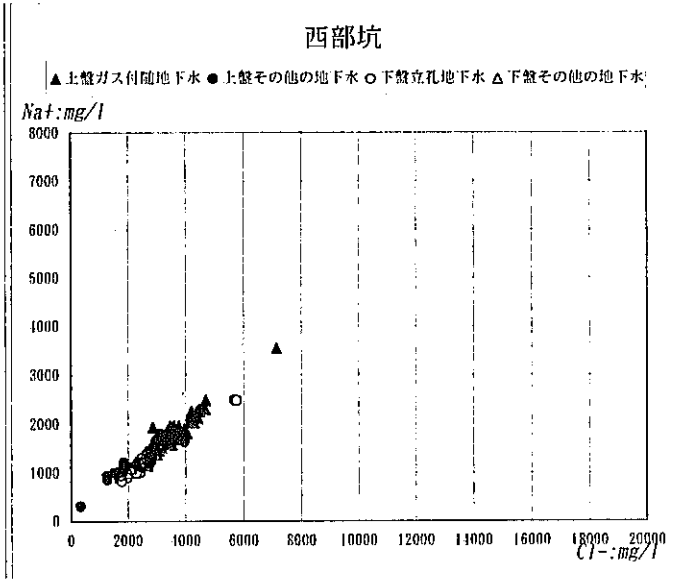
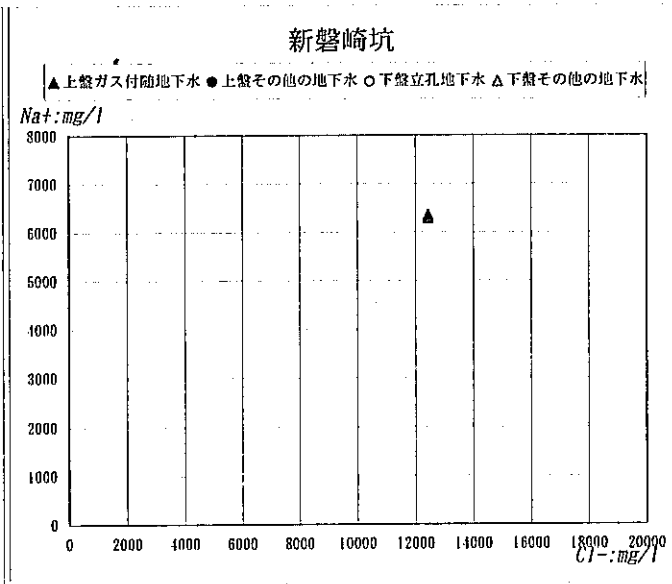
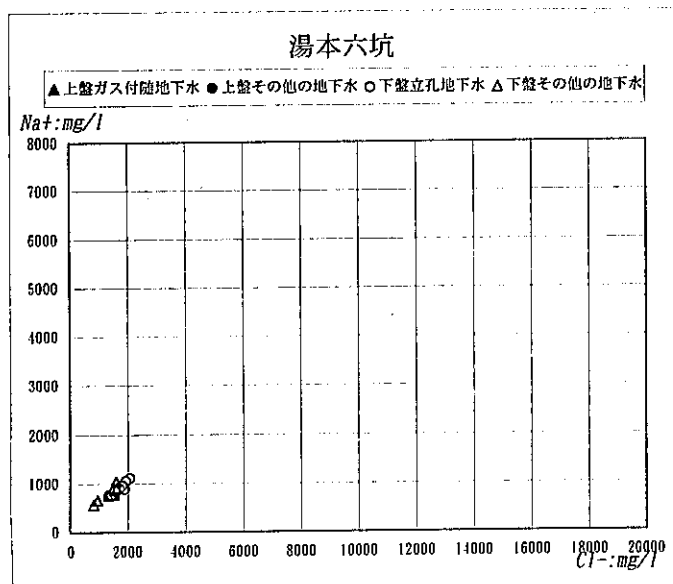
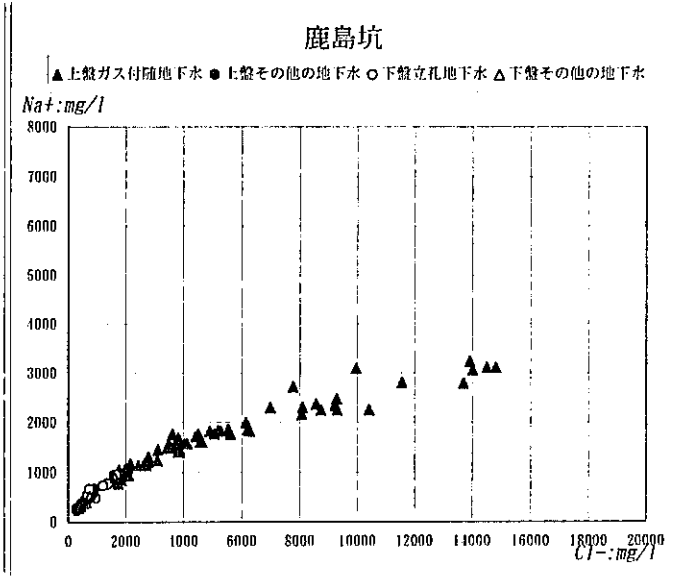
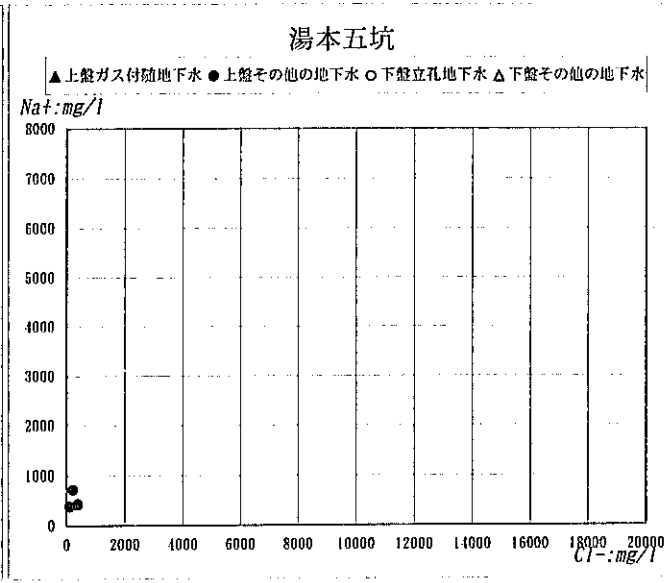
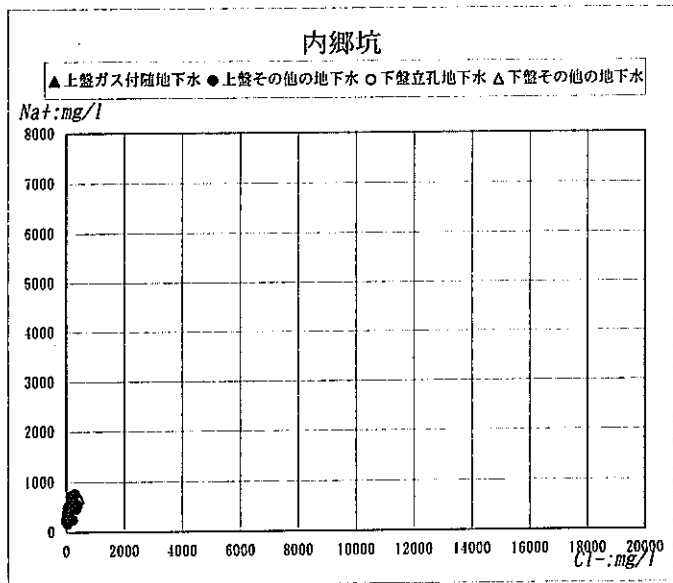
重炭酸イオン濃度-深度 相関図 (各坑別・陰陽イオン差 10%以内)



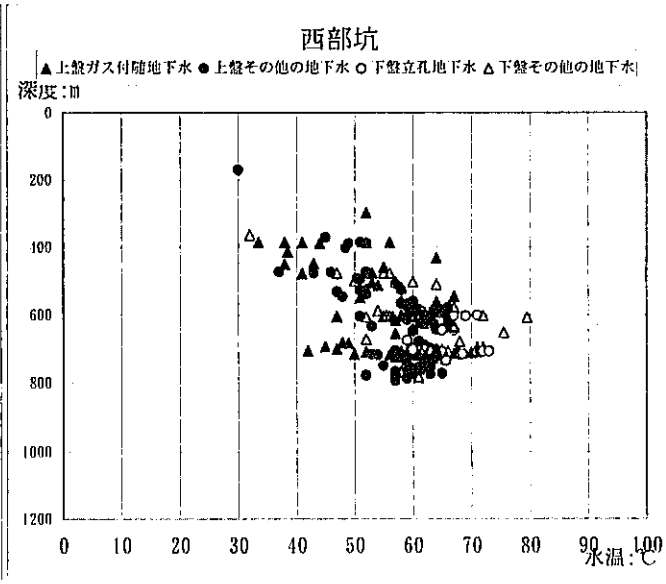
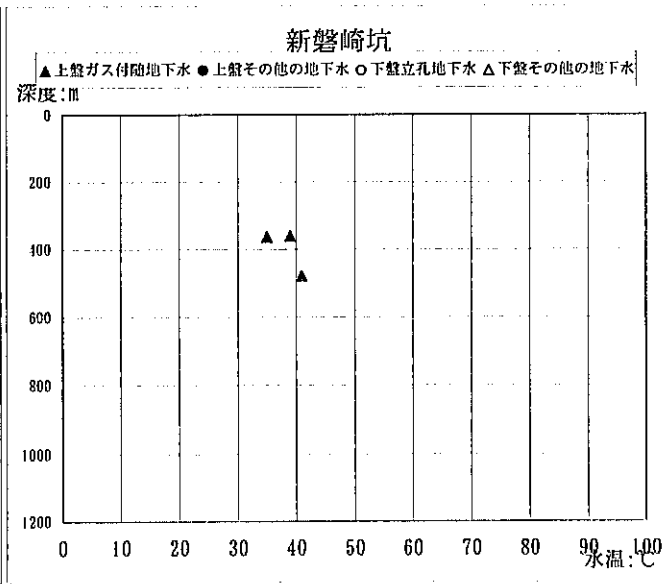
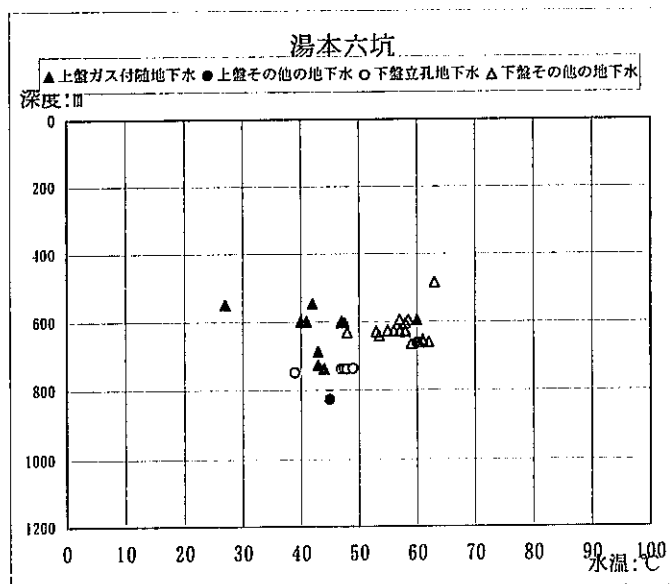
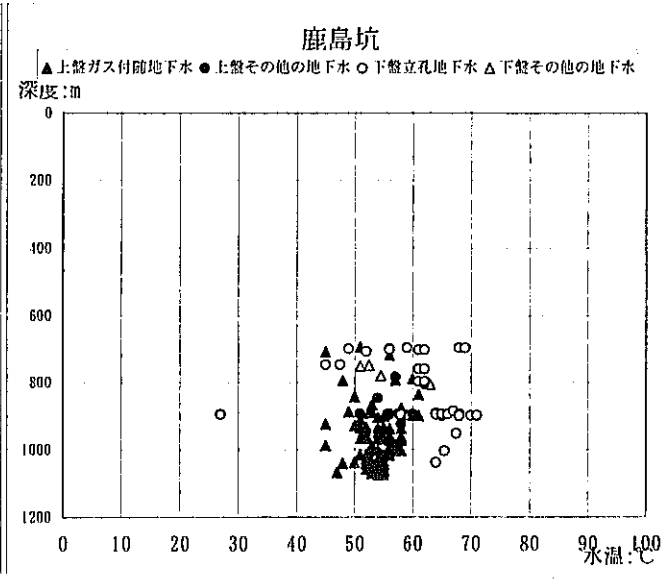
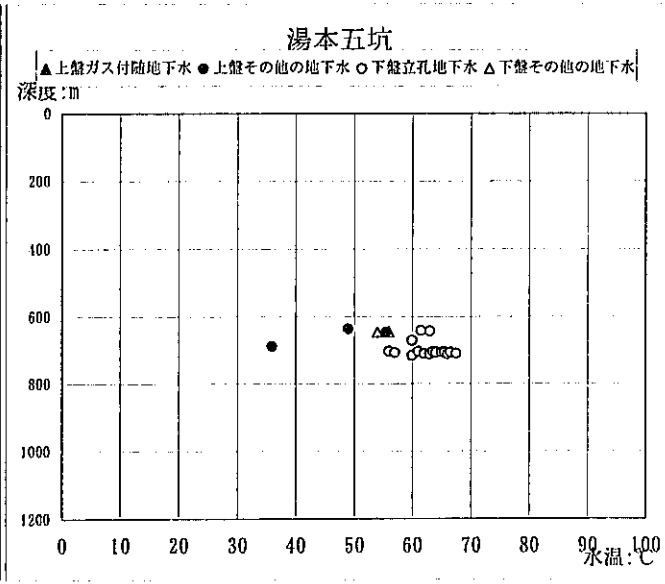
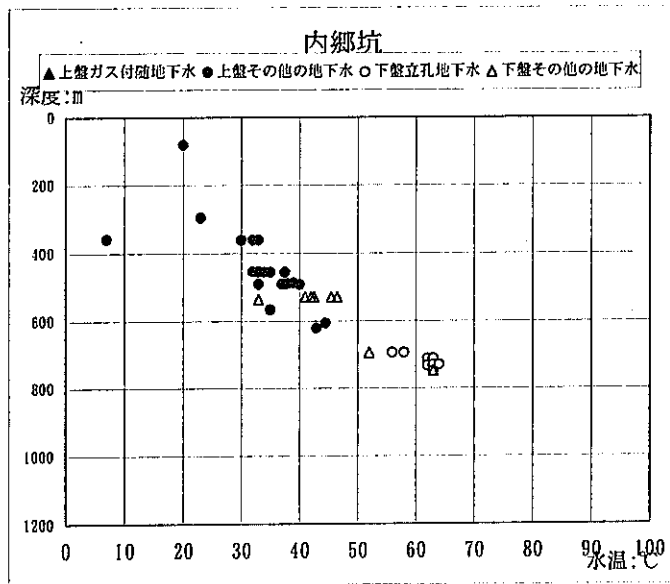
塩素イオン濃度－硫酸イオン濃度 相関図 (各坑別・陰陽イオン差 10%以内)



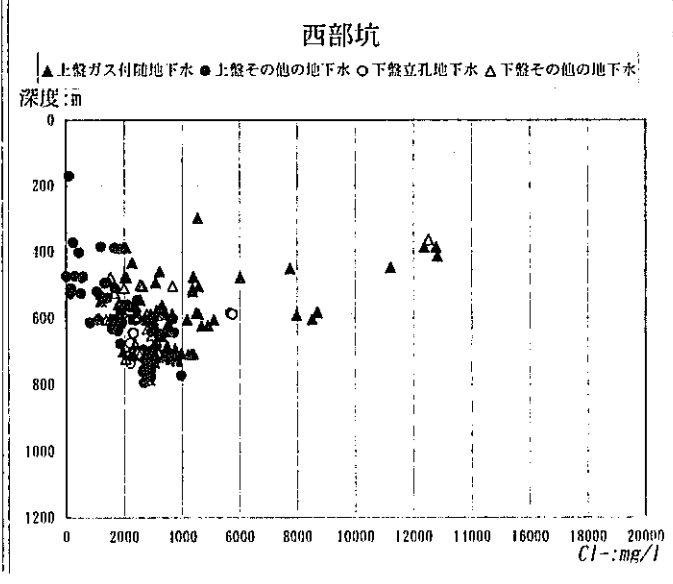
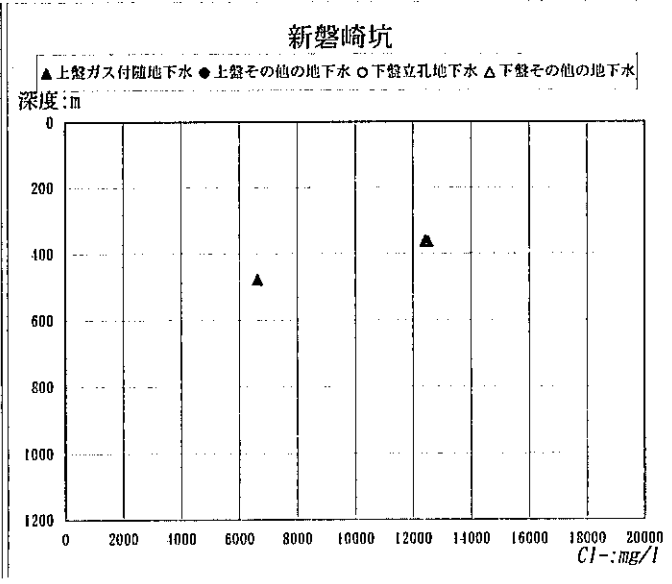
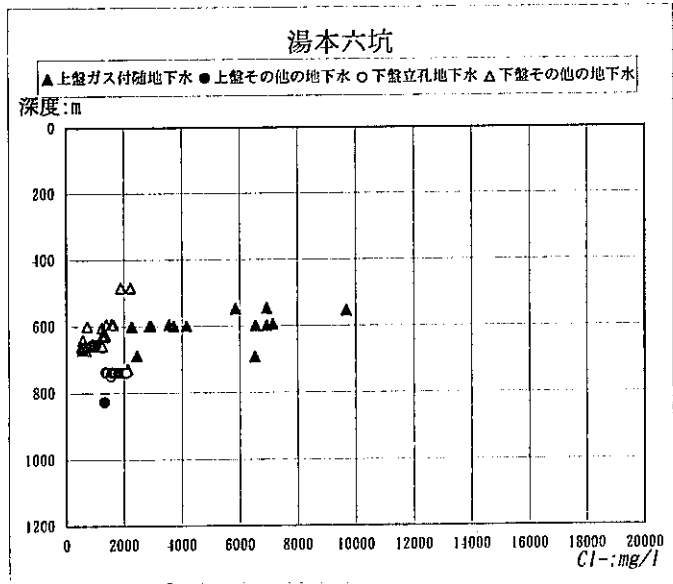
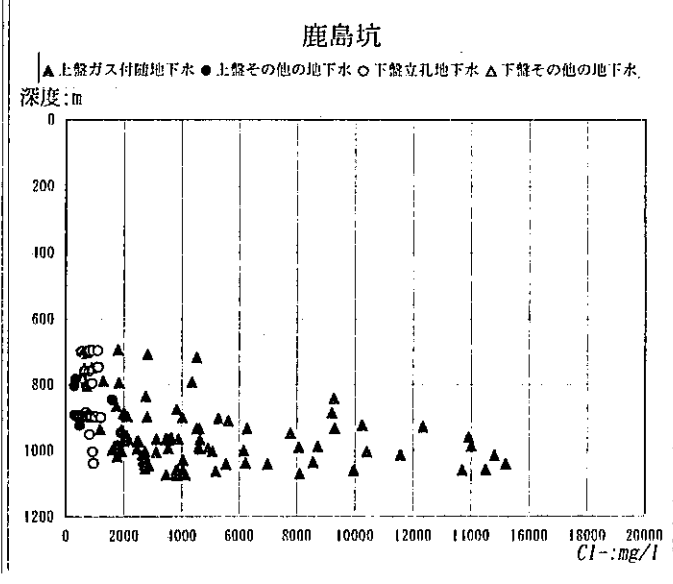
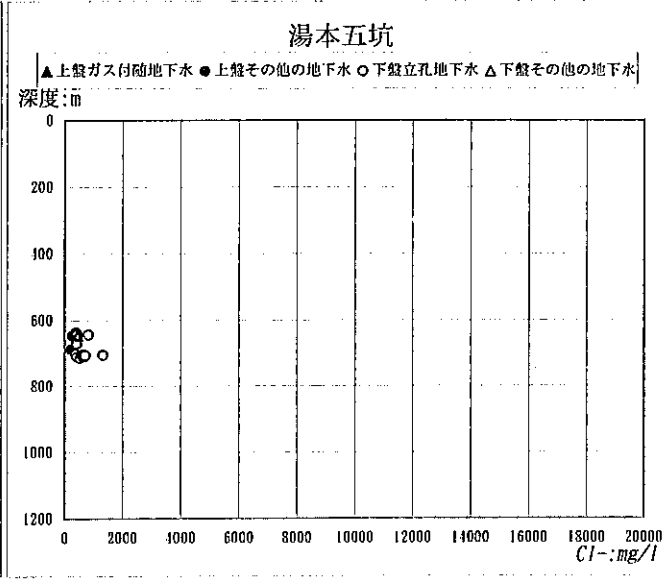
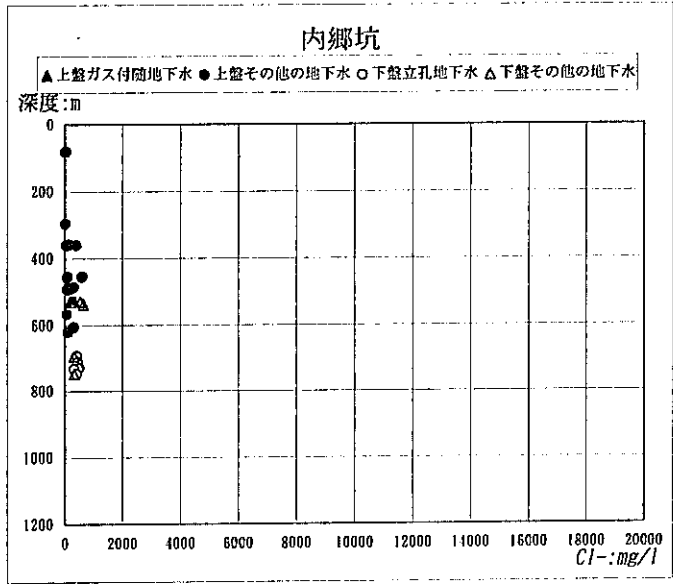
塩素イオン濃度-カルシウムイオン濃度 相関図 (各坑別・陰陽イオン差 10%以内)



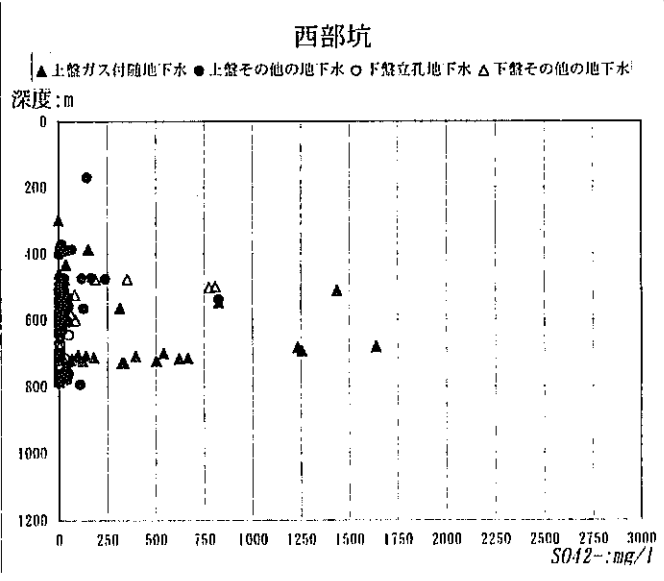
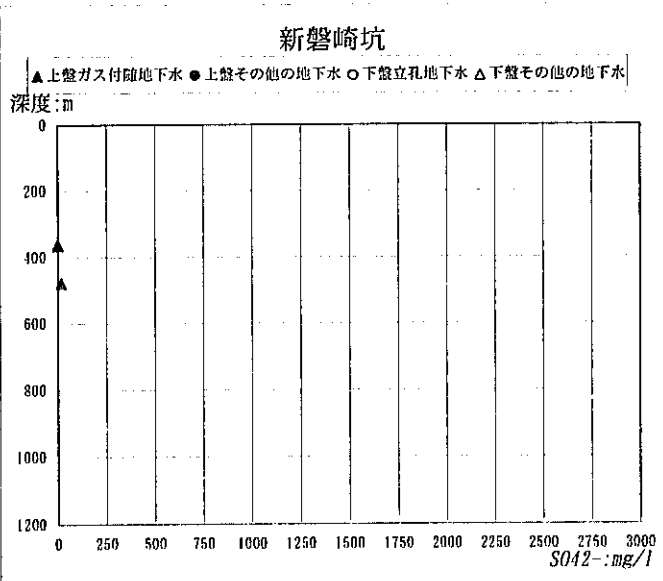
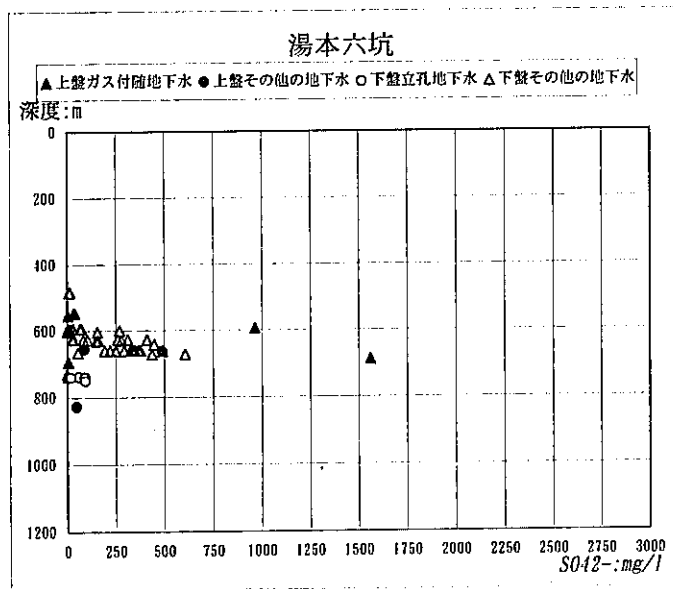
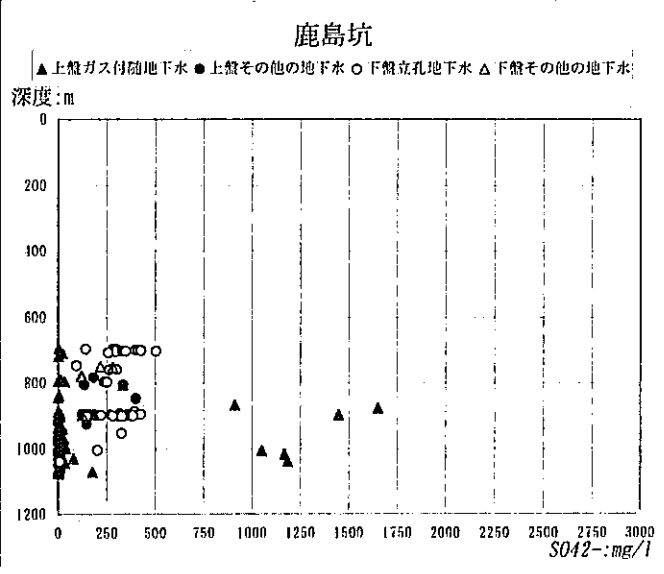
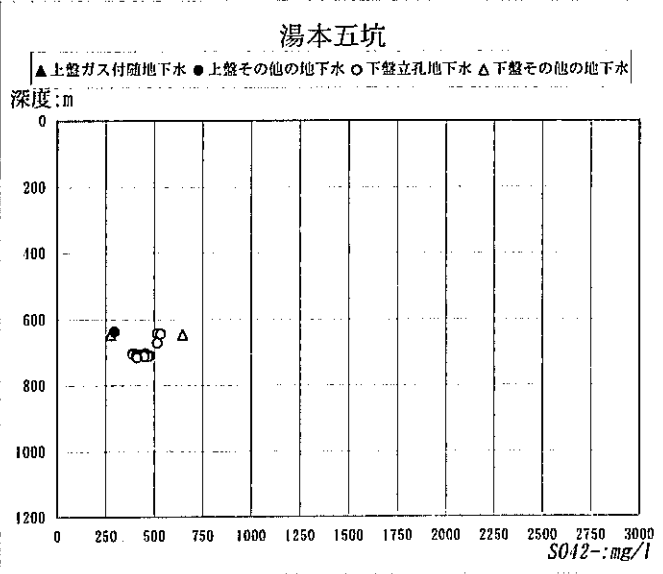
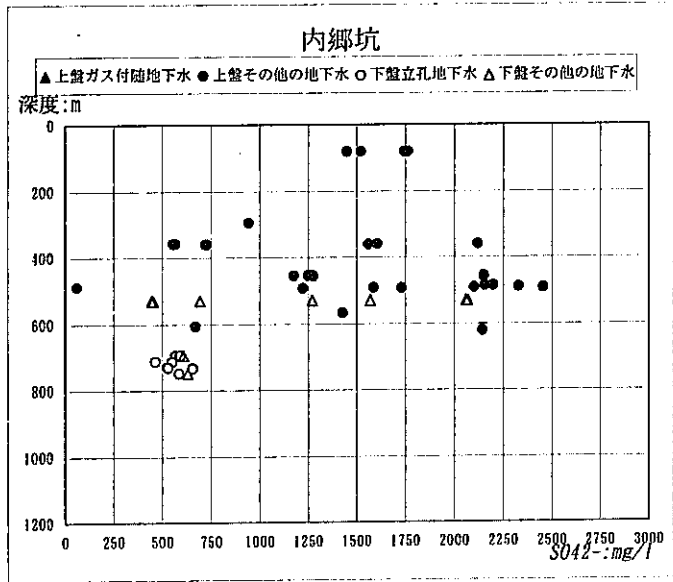
塩素イオン濃度-ナトリウムイオン濃度 相関図 (各坑別・陰陽イオン差 10%以内)



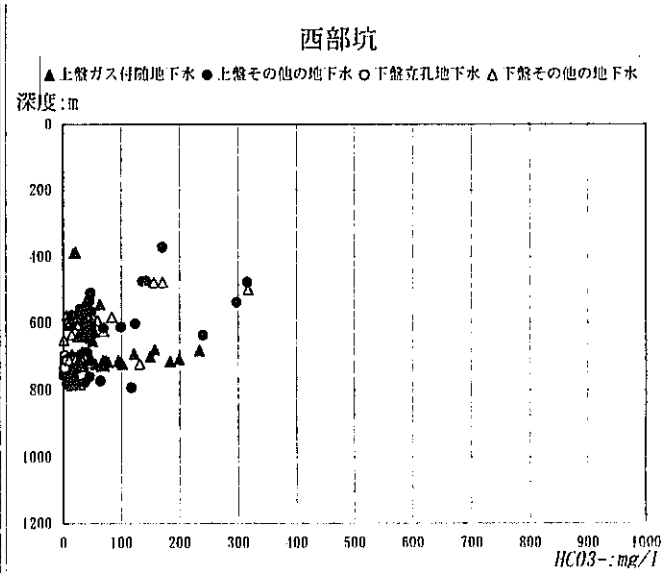
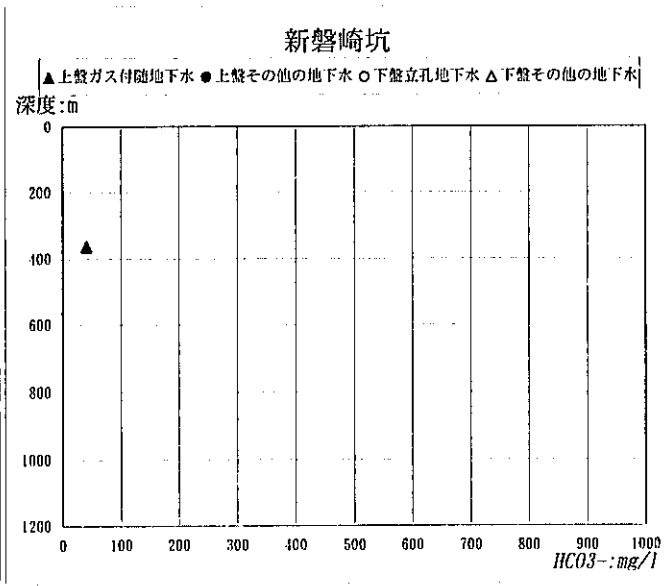
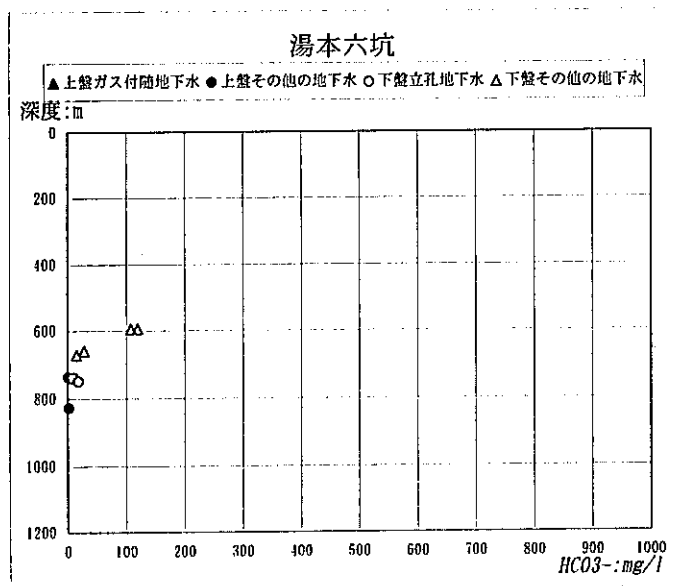
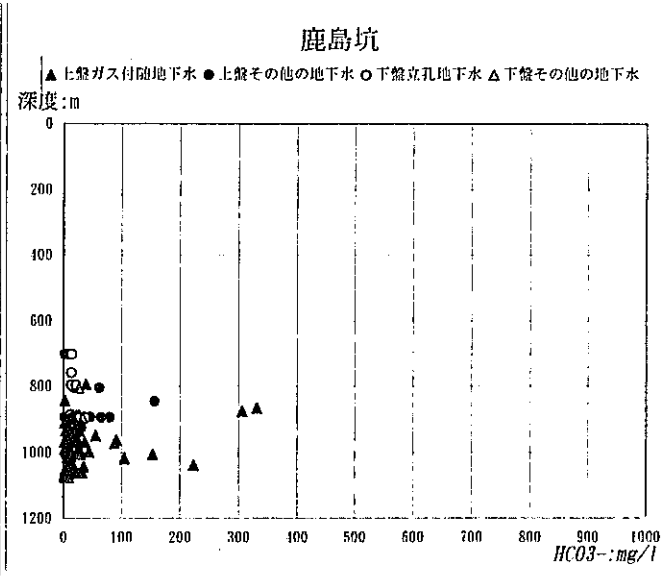
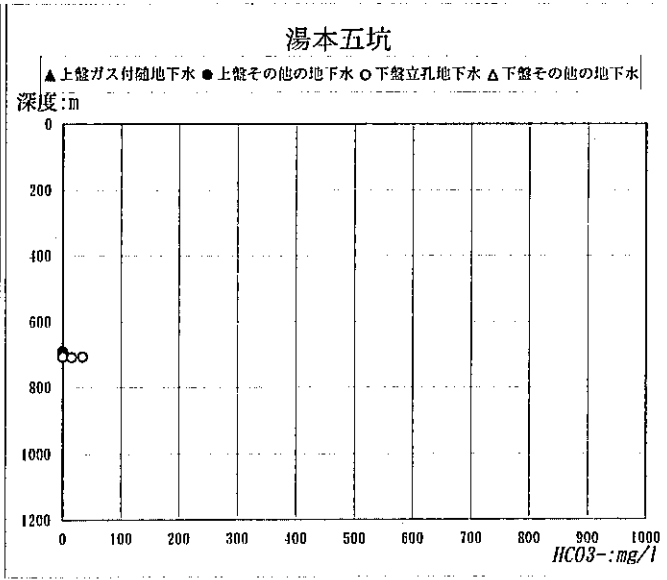
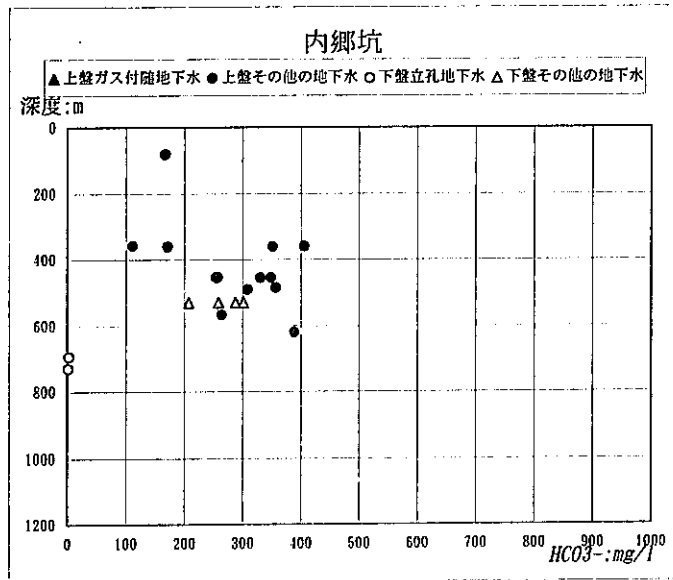
水温—深度 相関図 (各坑別・全試料)



塩素イオン濃度-深度 相関図 (各坑別・全試料)

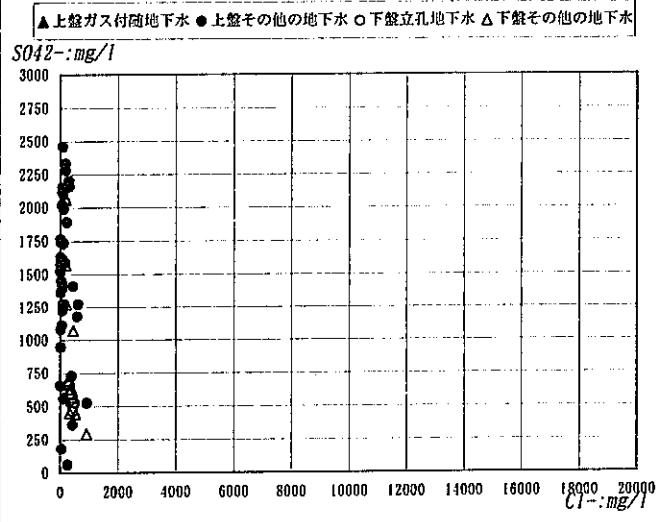


硫酸イオン濃度-深度 相関図 (各坑別・全試料)

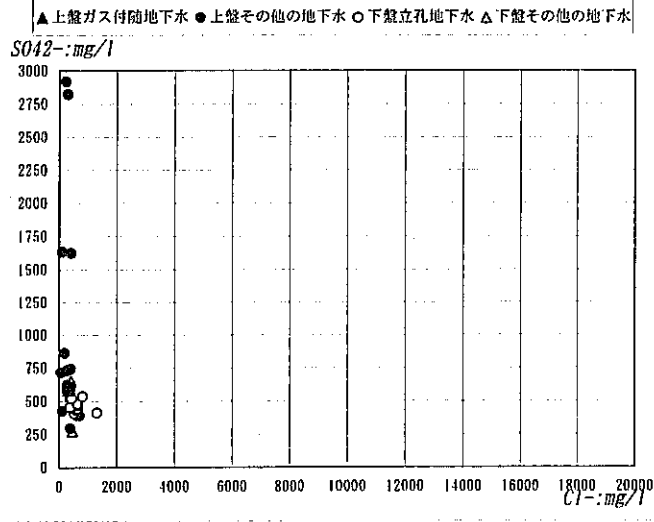


重碳酸イオン濃度—深度 相関図 (各坑別・全試料)

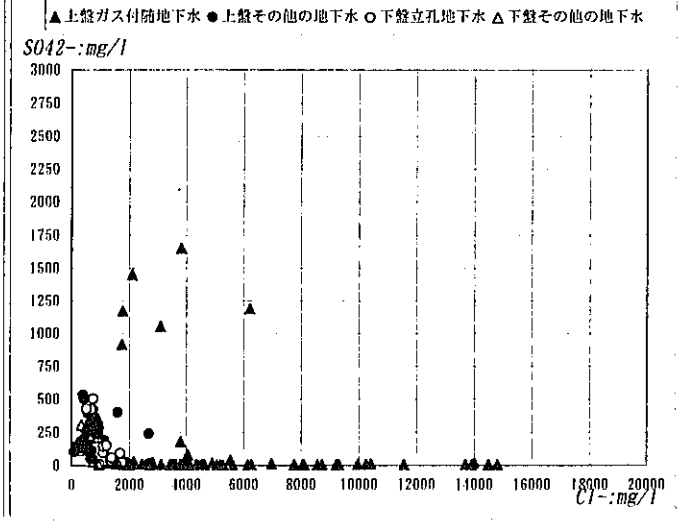
内郷坑



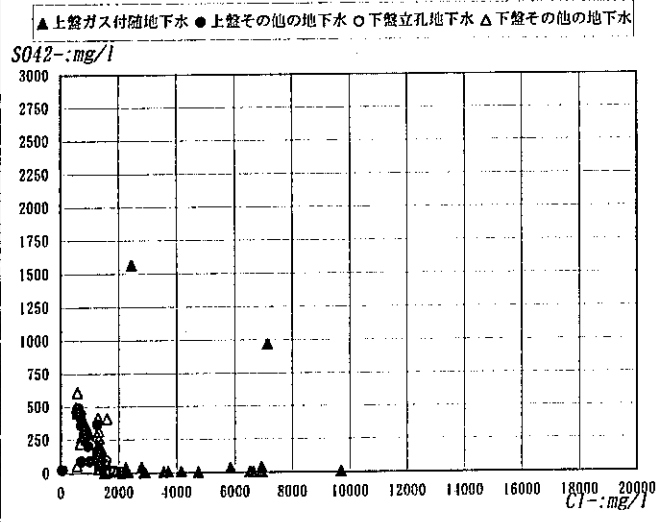
湯本五坑



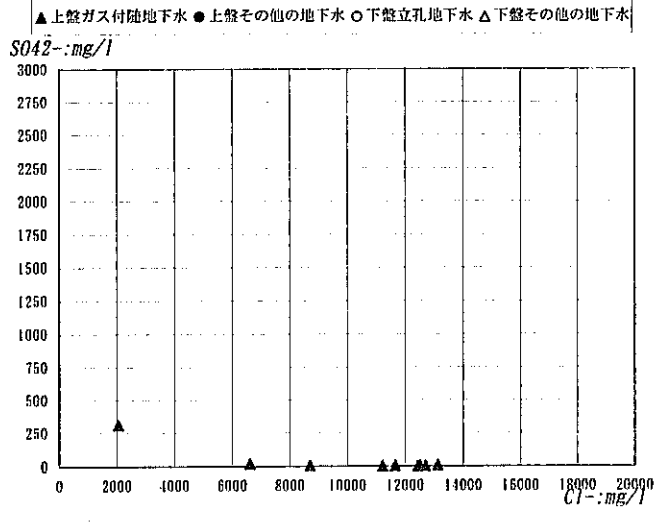
鹿島坑



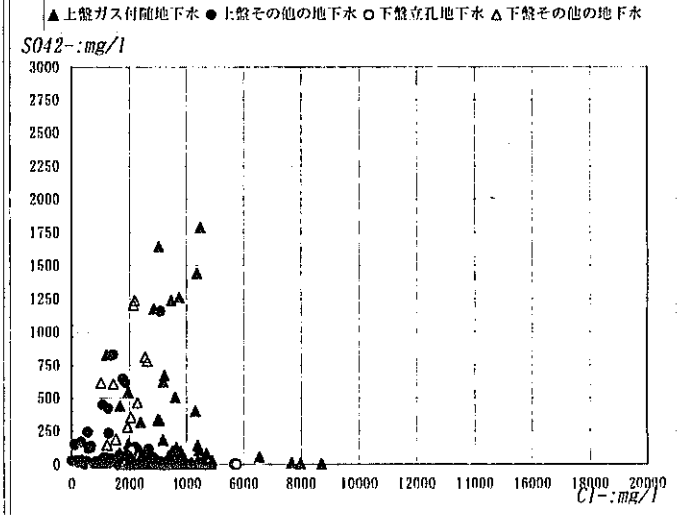
湯本六坑

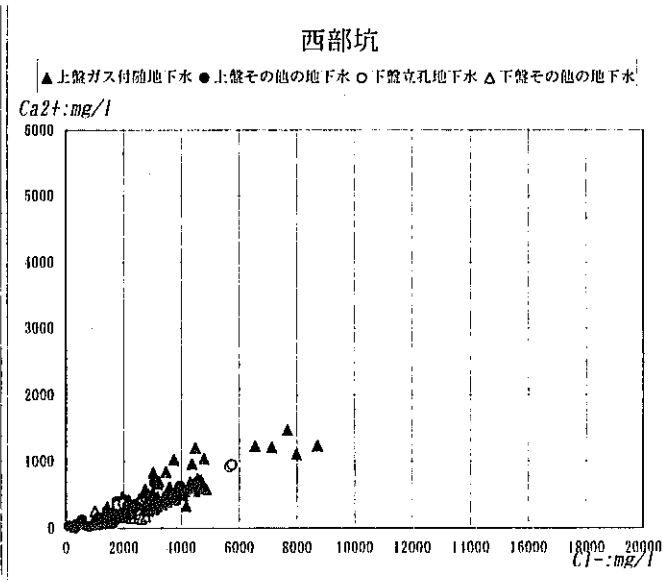
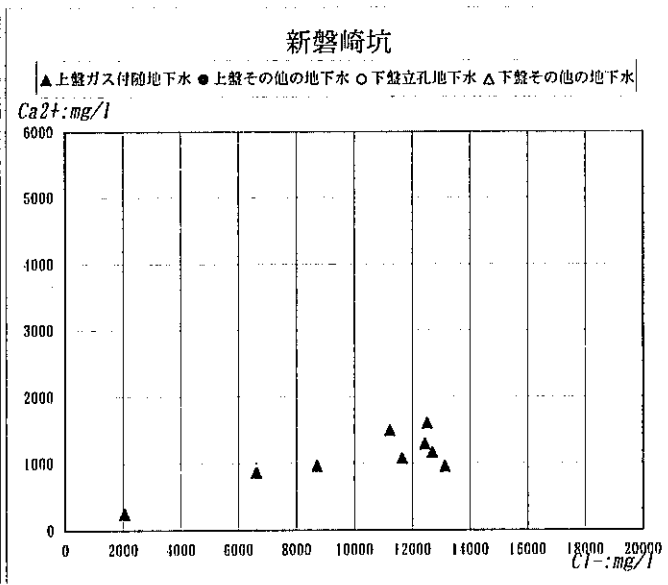
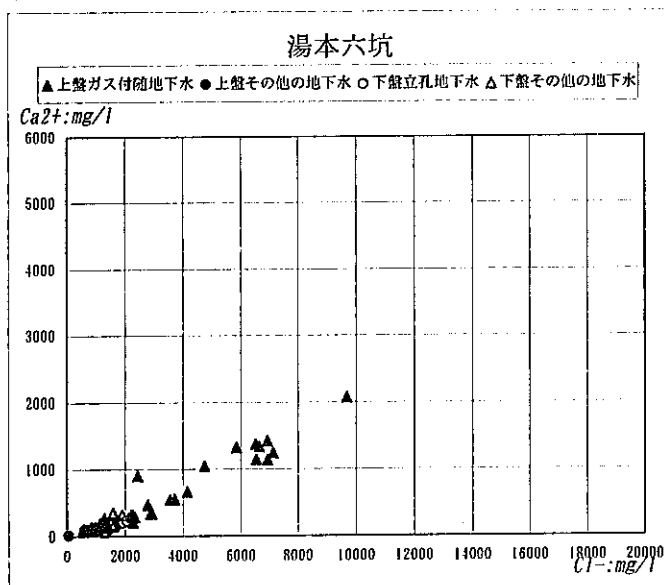
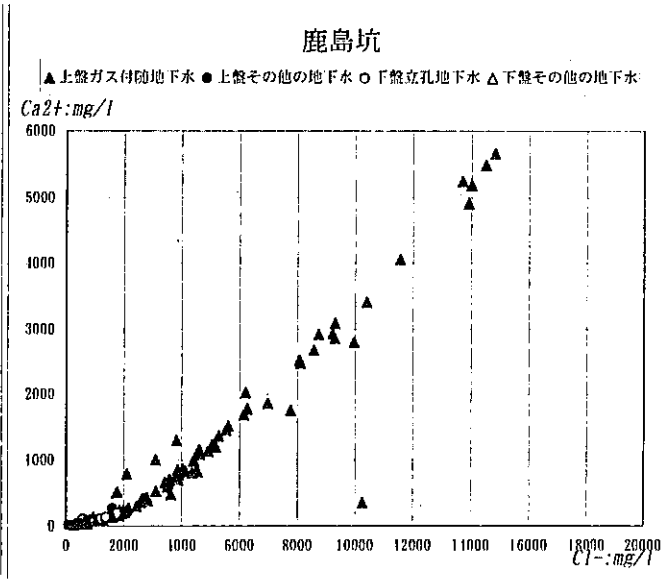
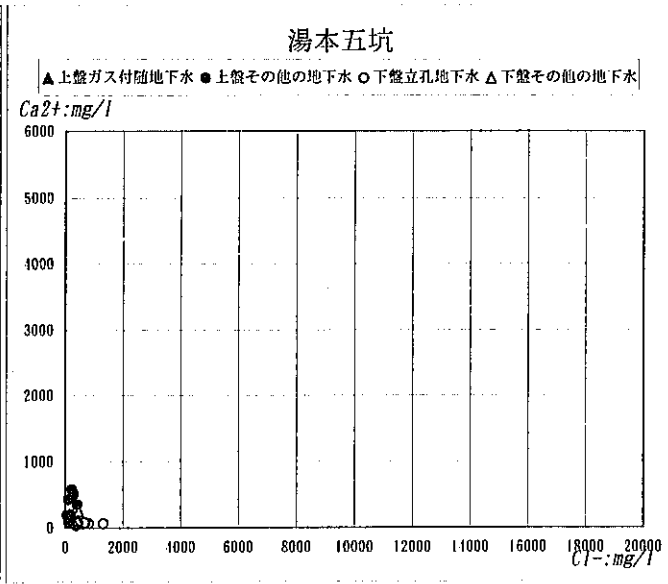
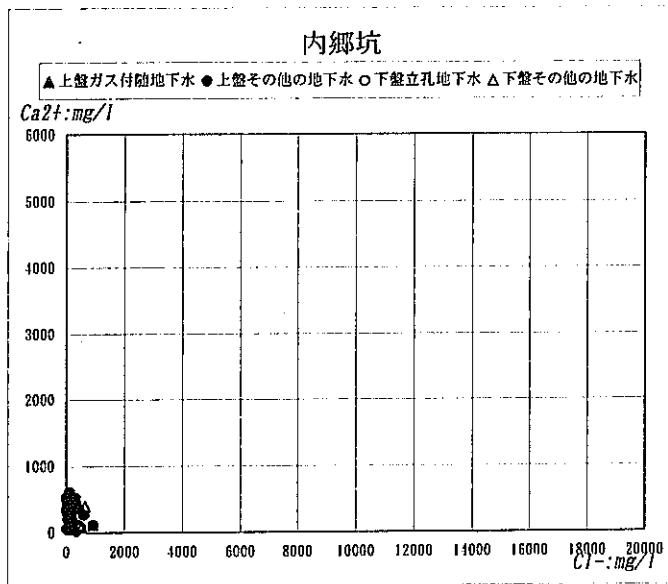


新磐崎坑



西部坑

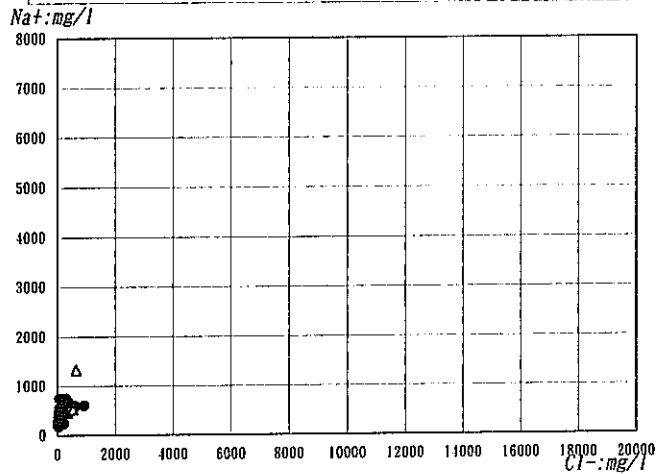




塩素イオン濃度－カルシウムイオン濃度 相関図 (各坑別・全試料)

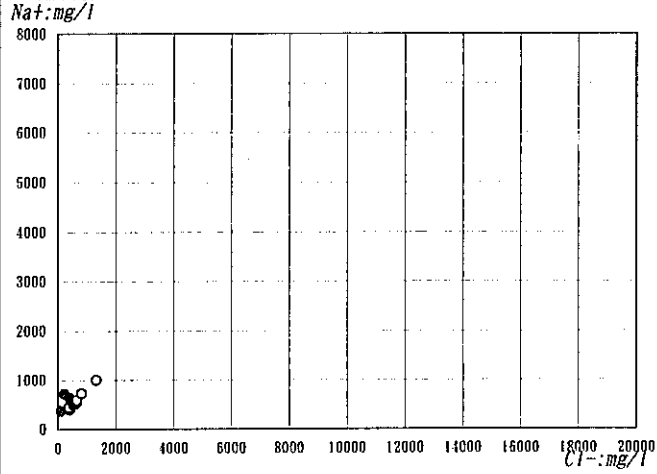
内郷坑

▲上盤ガス付随地下水 ●上盤その他の地下水 ○下盤立孔地下水 △下盤その他の地下水



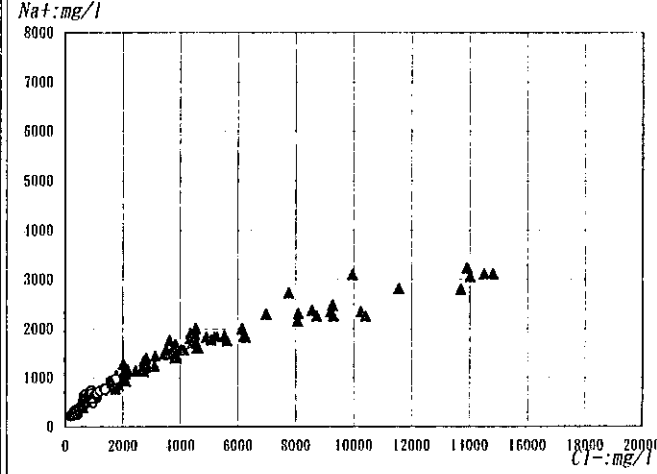
湯本五坑

▲上盤ガス付随地下水 ●上盤その他の地下水 ○下盤立孔地下水 △下盤その他の地下水



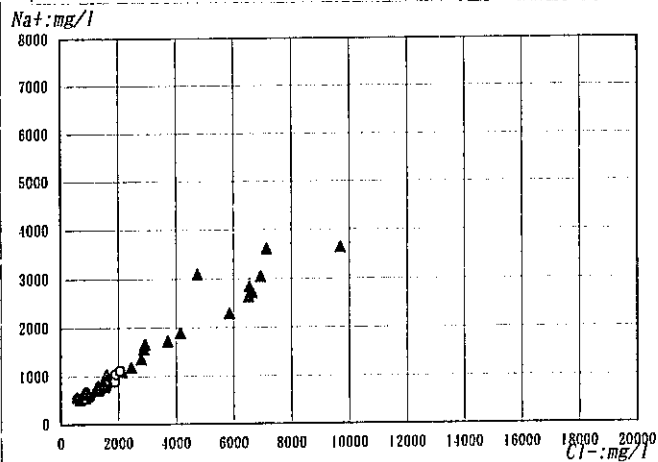
鹿島坑

▲上盤ガス付随地下水 ●上盤その他の地下水 ○下盤立孔地下水 △下盤その他の地下水



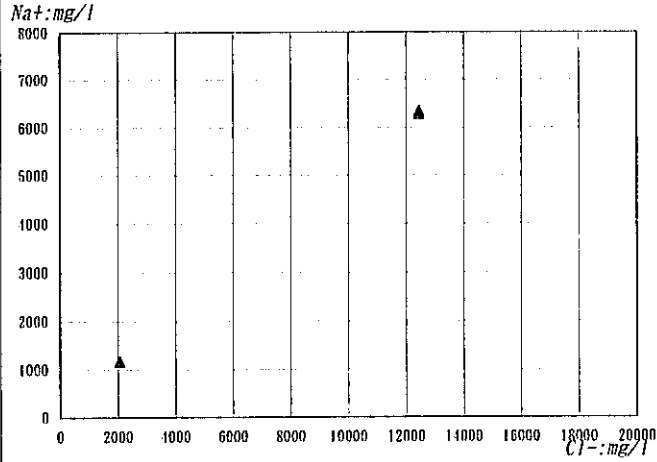
湯本六坑

▲上盤ガス付随地下水 ●上盤その他の地下水 ○下盤立孔地下水 △下盤その他の地下水



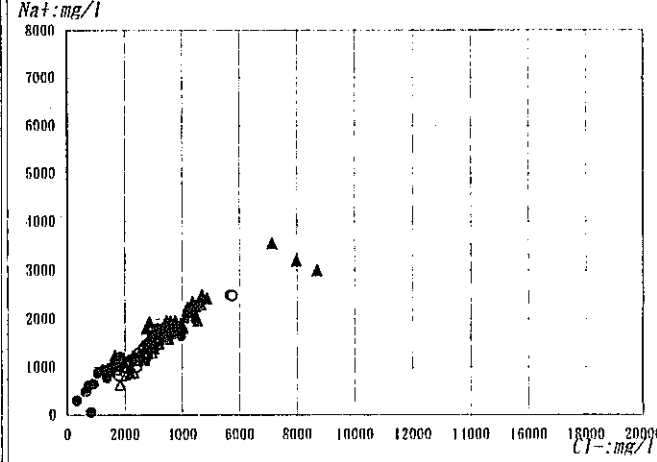
新磐崎坑

▲上盤ガス付随地下水 ●上盤その他の地下水 ○下盤立孔地下水 △下盤その他の地下水



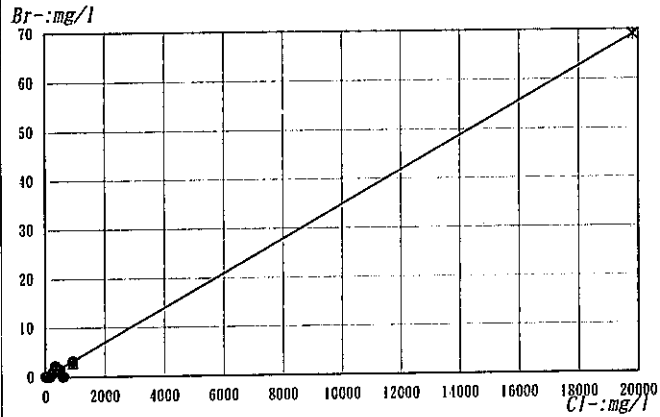
西部坑

▲上盤ガス付随地下水 ●上盤その他の地下水 ○下盤立孔地下水 △下盤その他の地下水



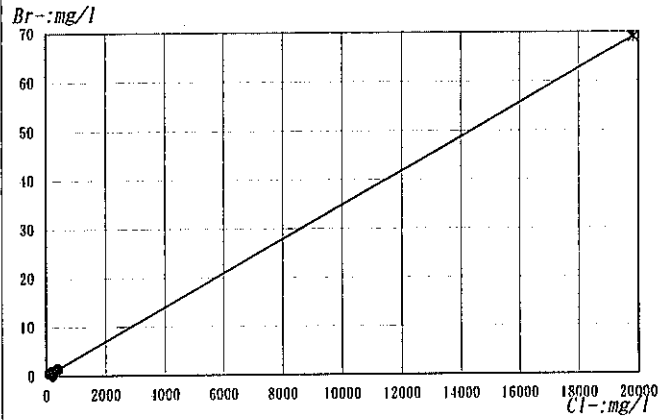
内郷坑

▲ 上盤ガス付随地下水
 △ 下盤その他の地下水
 ● 上盤その他の地下水
 ✕ 海水
 ○ 下盤立孔地下水
 線形 (海水)
 19833



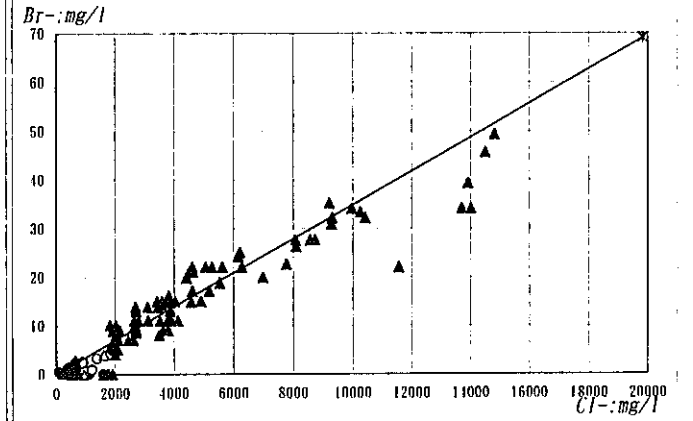
湯本五坑

▲ 上盤ガス付随地下水
 △ 下盤その他の地下水
 ● 上盤その他の地下水
 ✕ 海水
 ○ 下盤立孔地下水
 線形 (海水)
 19833



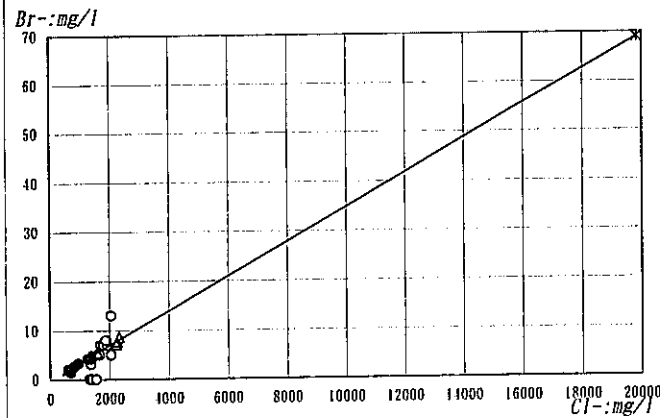
鹿島坑

▲ 上盤ガス付随地下水
 △ 下盤その他の地下水
 ● 上盤その他の地下水
 ✕ 海水
 ○ 下盤立孔地下水
 線形 (海水)
 19833



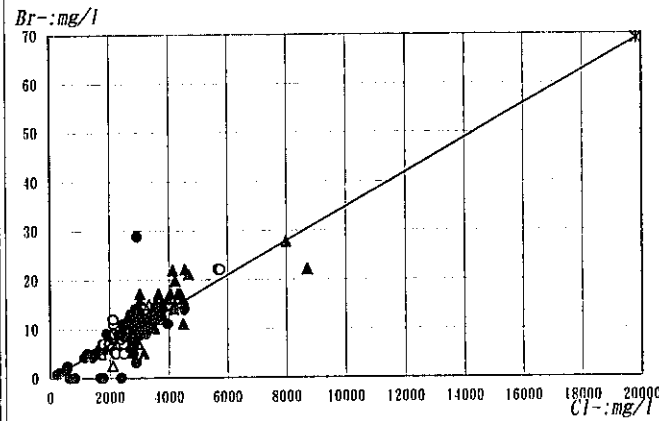
湯本六坑

▲ 上盤ガス付随地下水
 △ 下盤その他の地下水
 ● 上盤その他の地下水
 ✕ 海水
 ○ 下盤立孔地下水
 線形 (海水)
 19833



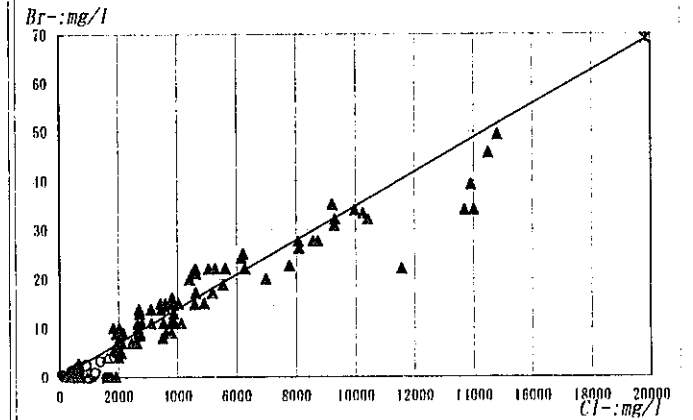
西部坑

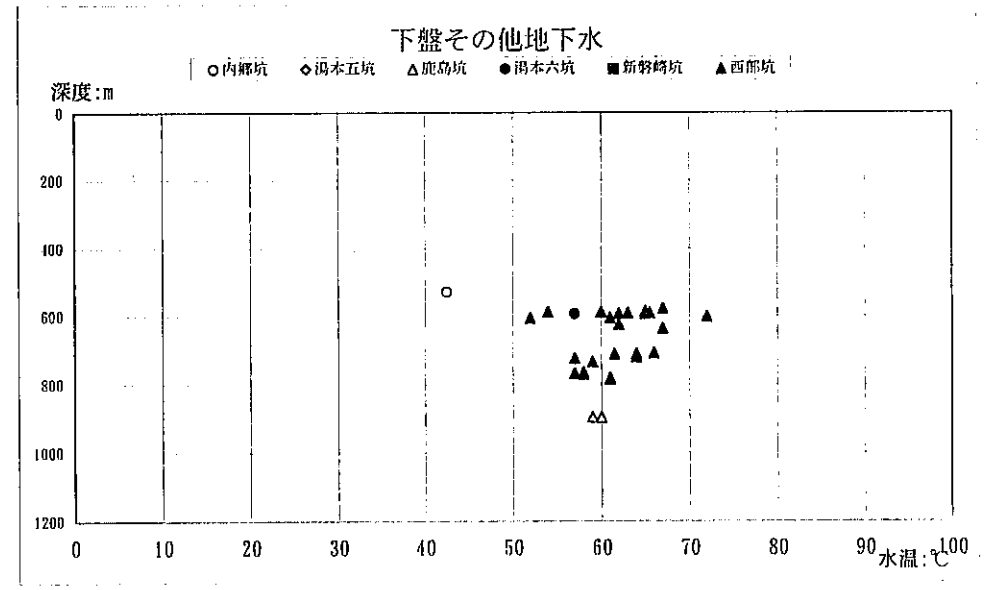
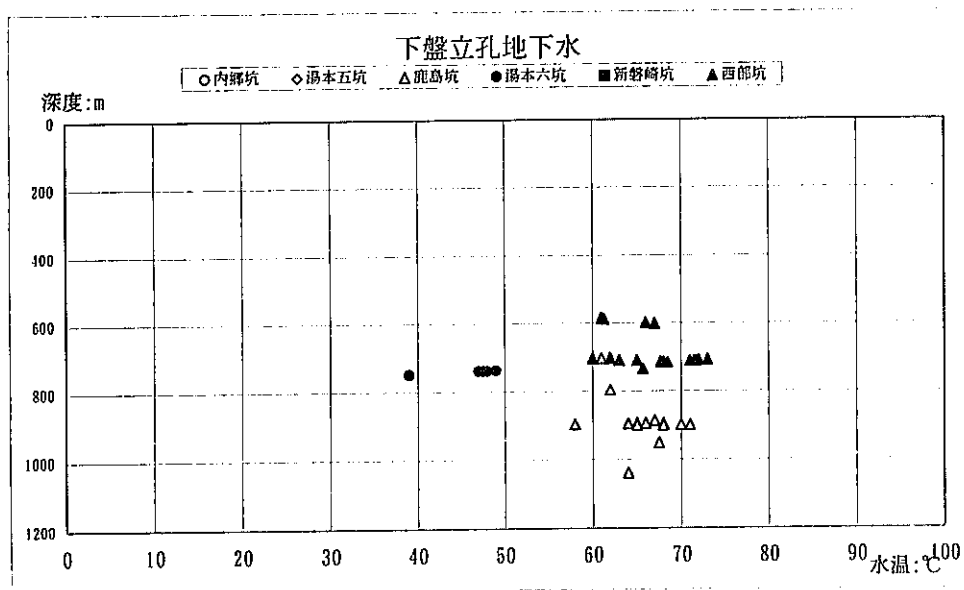
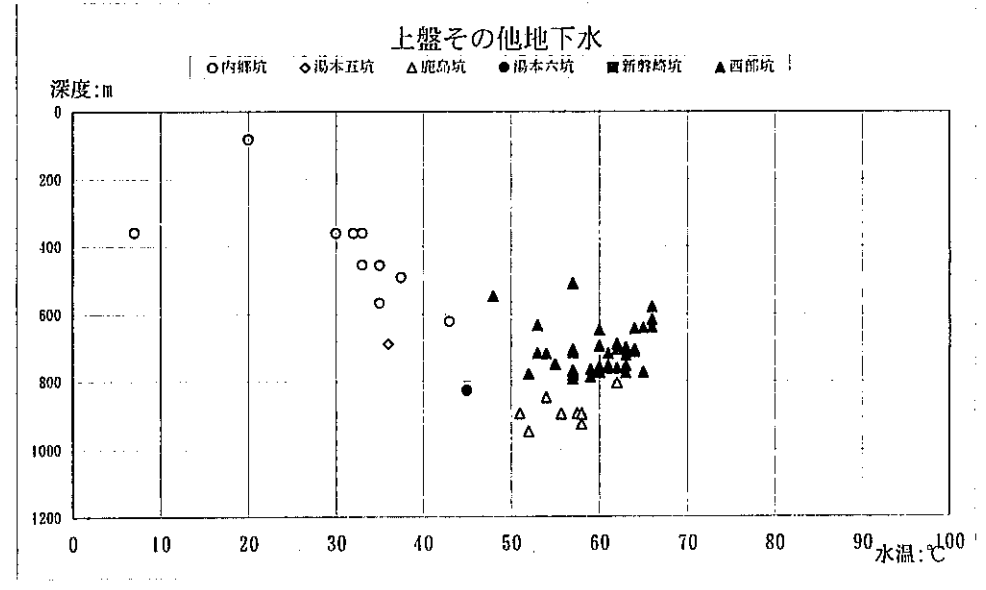
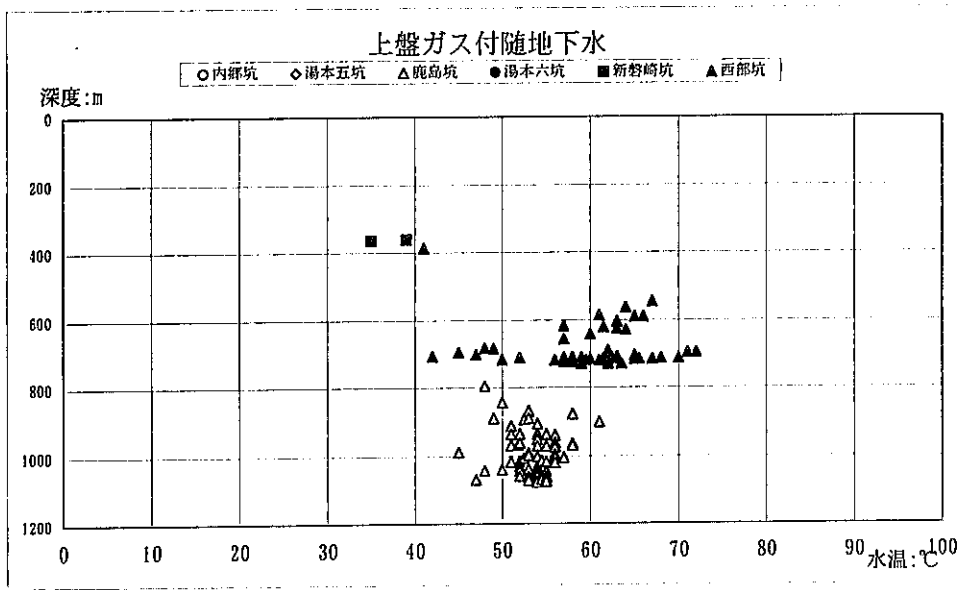
▲ 上盤ガス付随地下水
 △ 下盤その他の地下水
 ● 上盤その他の地下水
 ✕ 海水
 ○ 下盤立孔地下水
 線形 (海水)
 19833



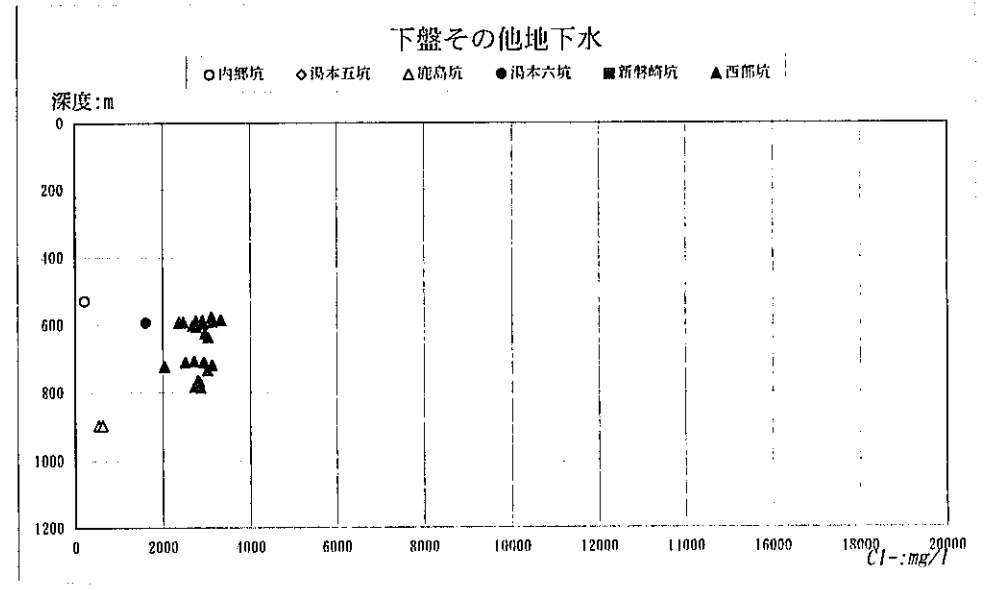
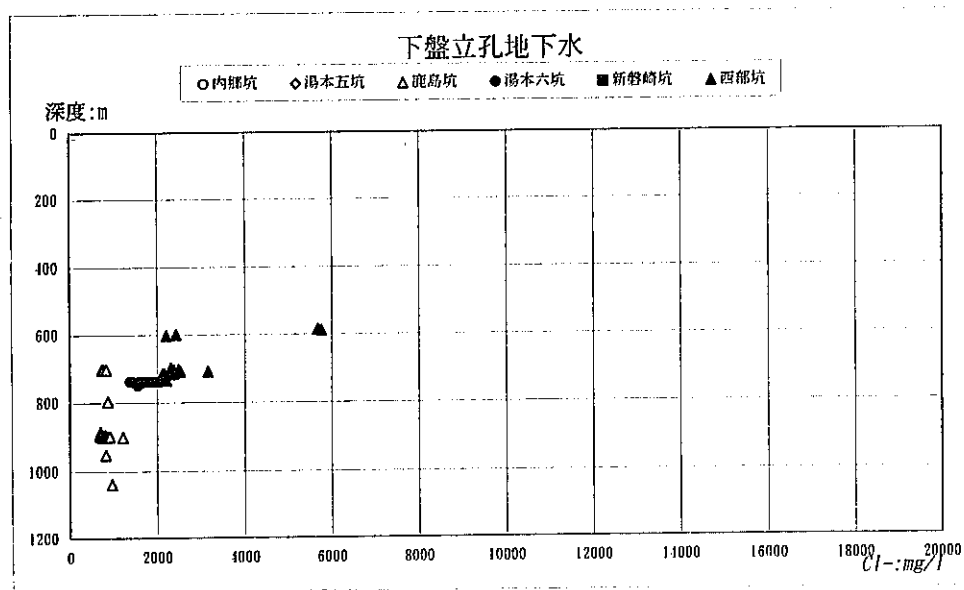
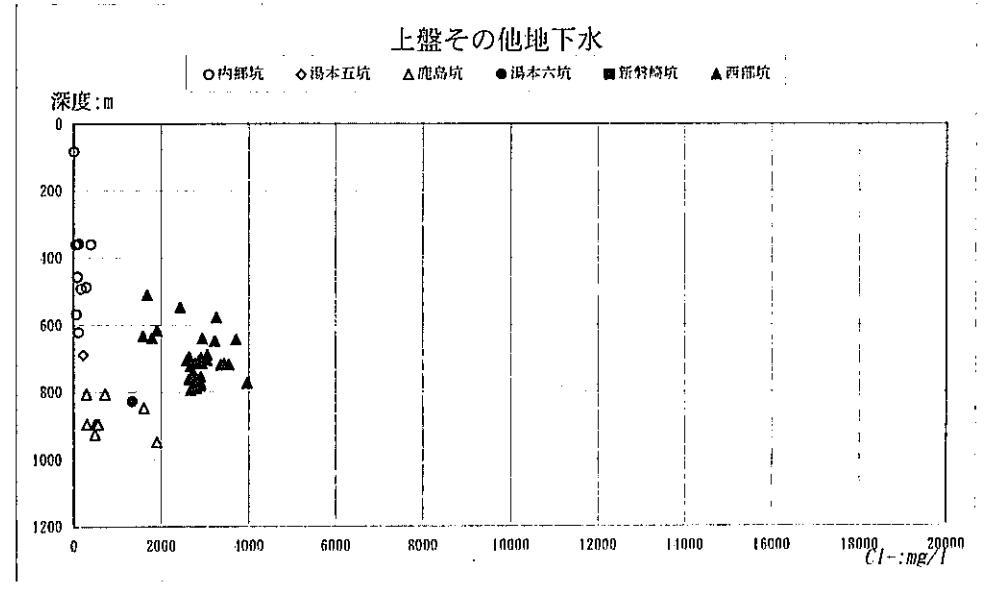
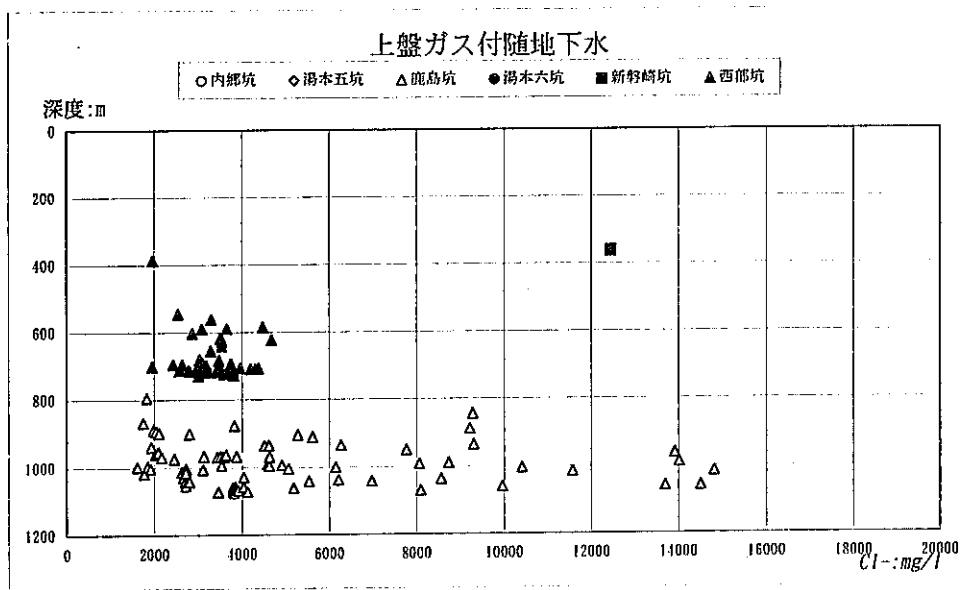
鹿島坑

▲ 上盤ガス付随地下水
 △ 下盤その他の地下水
 ● 上盤その他の地下水
 ✕ 海水
 ○ 下盤立孔地下水
 線形 (海水)
 19833

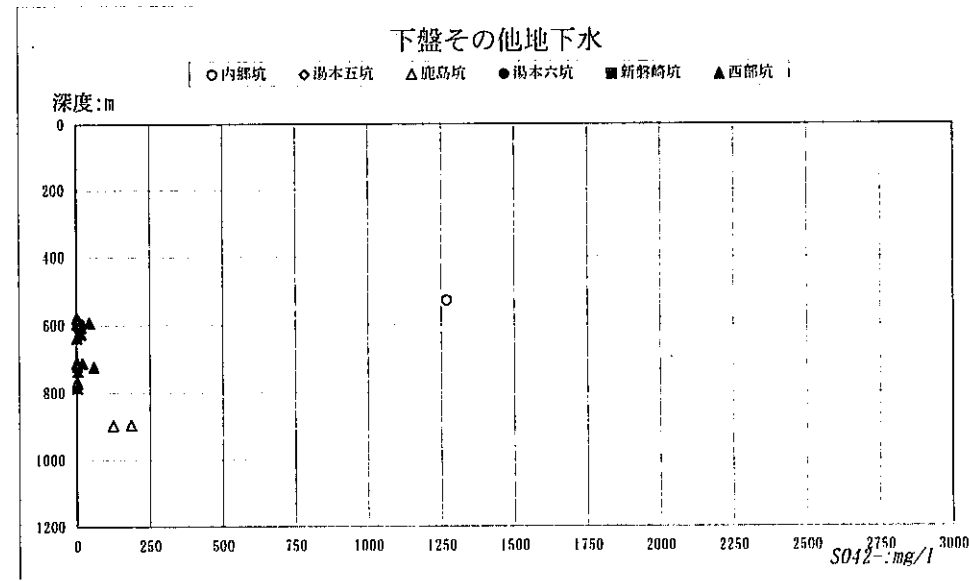
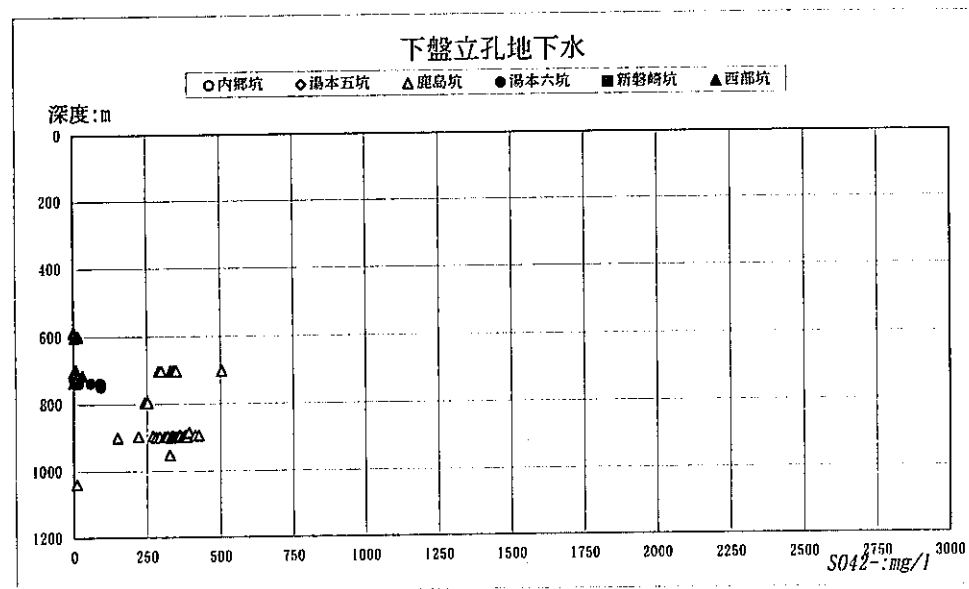
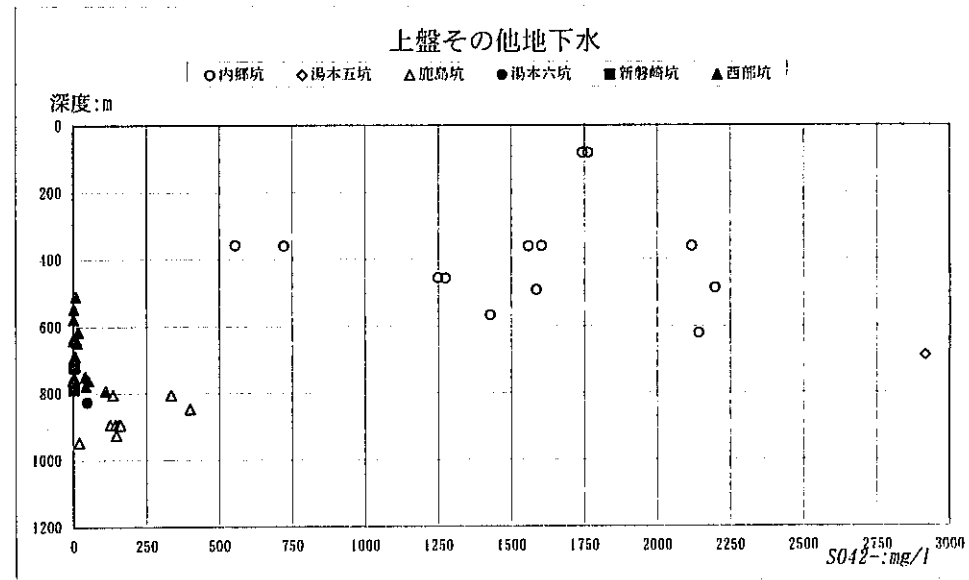
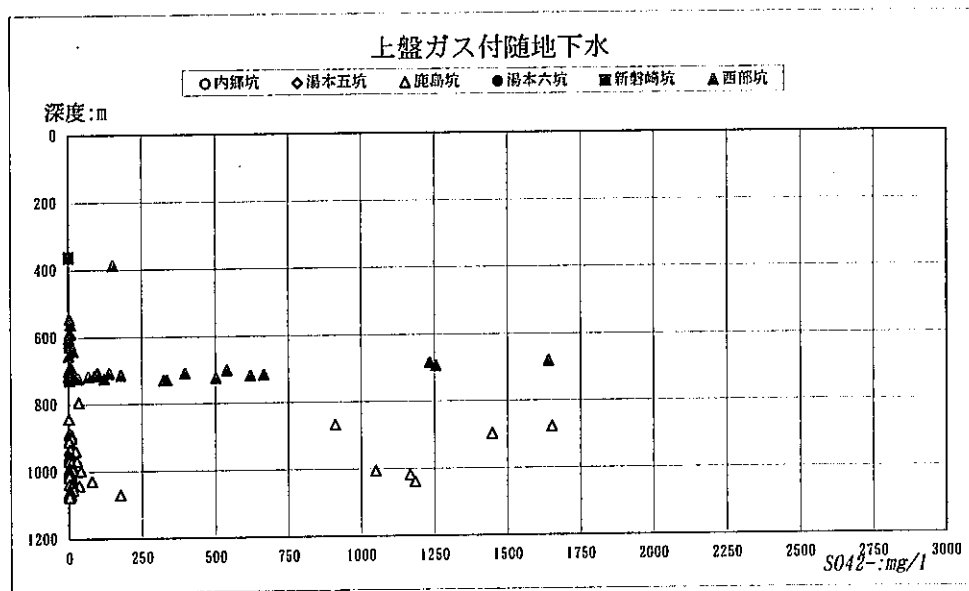




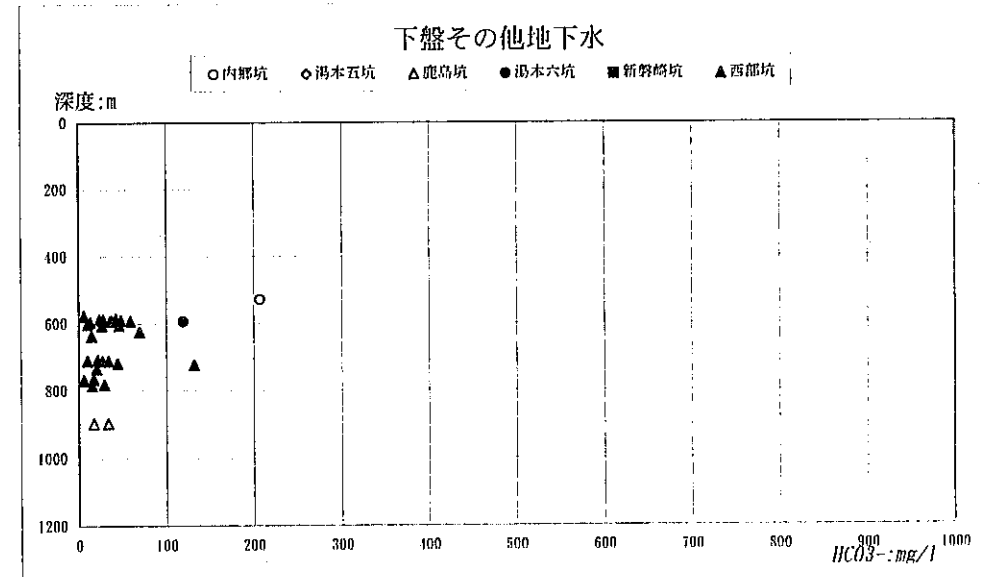
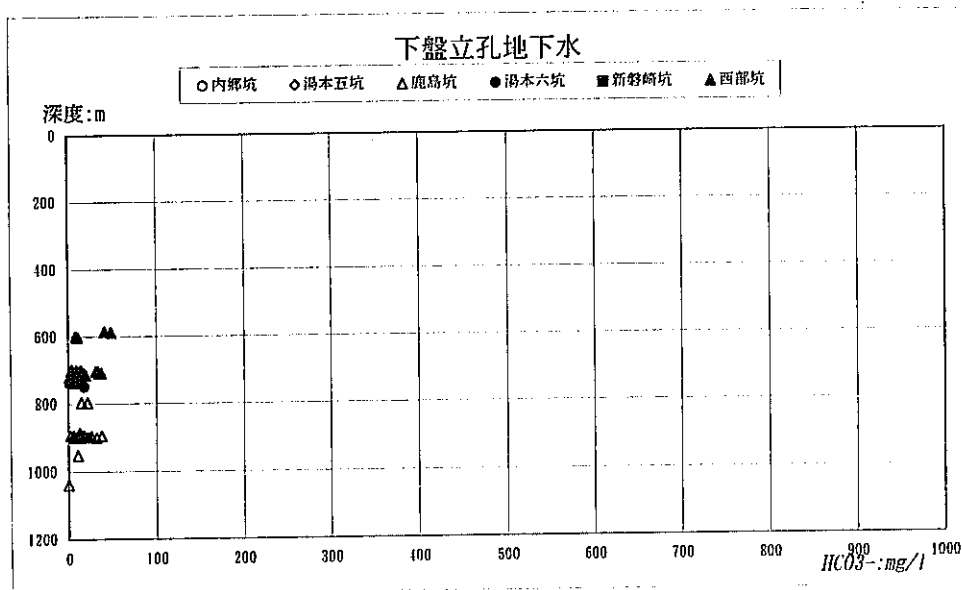
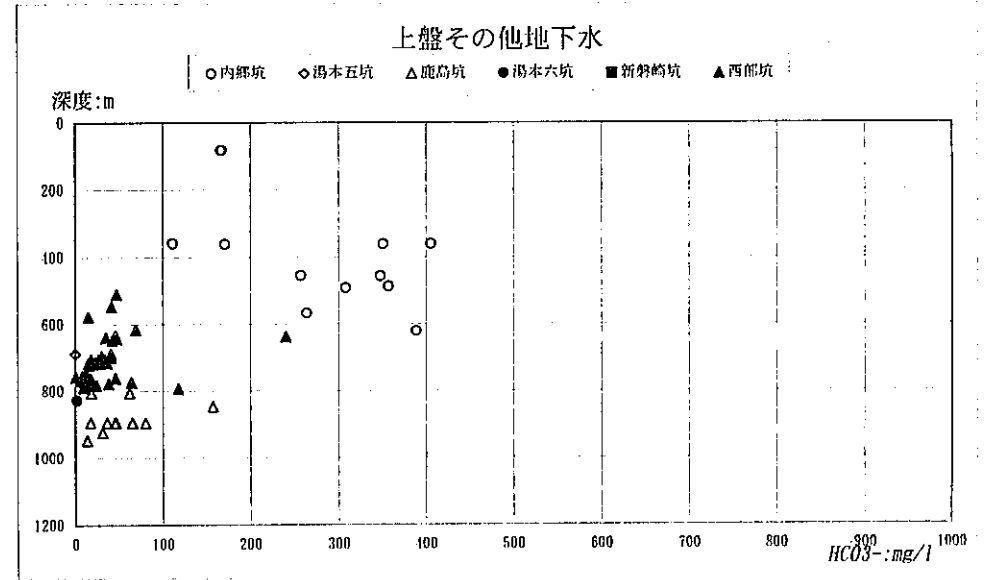
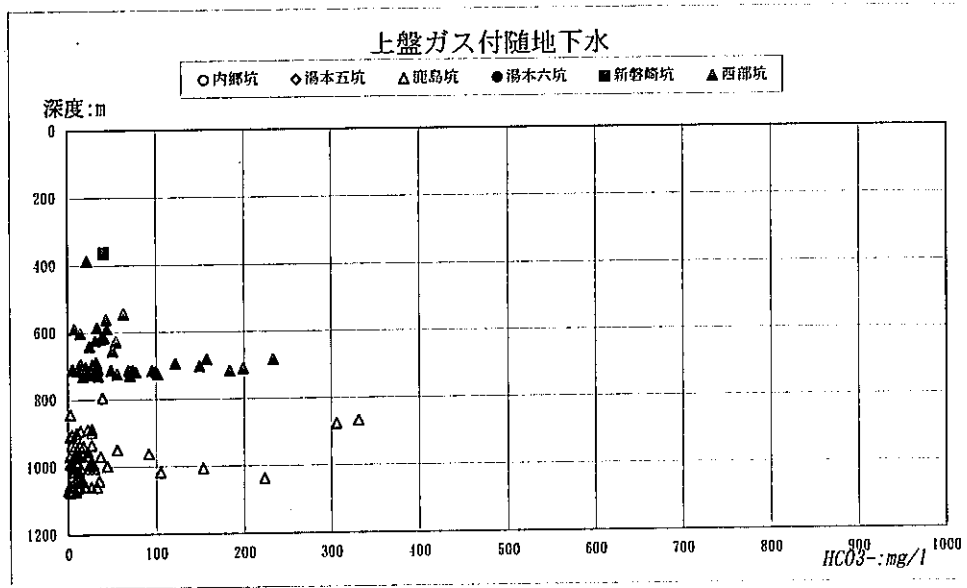
水温-深度 相関図 (採取区分別・陰陽イオン差 10%以内)



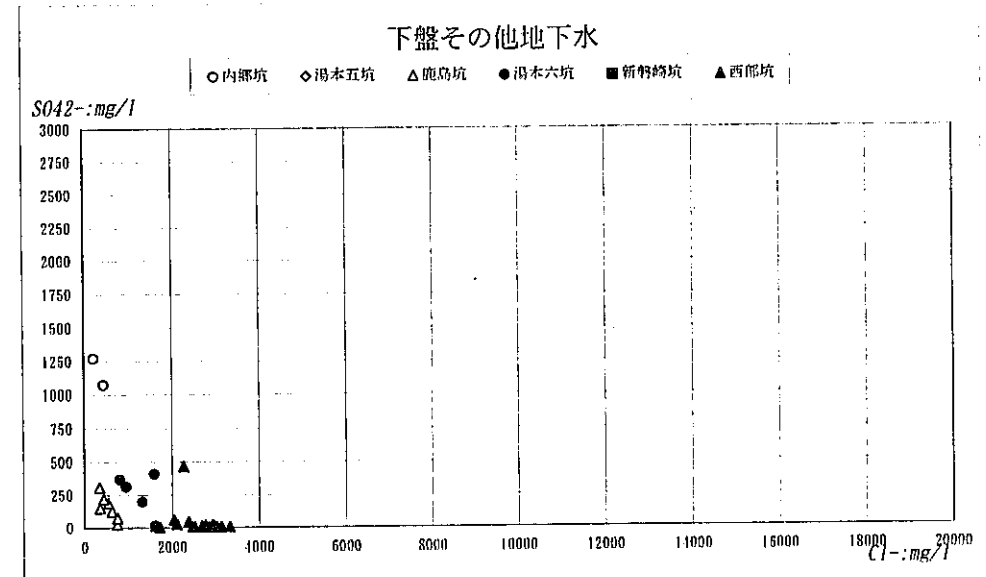
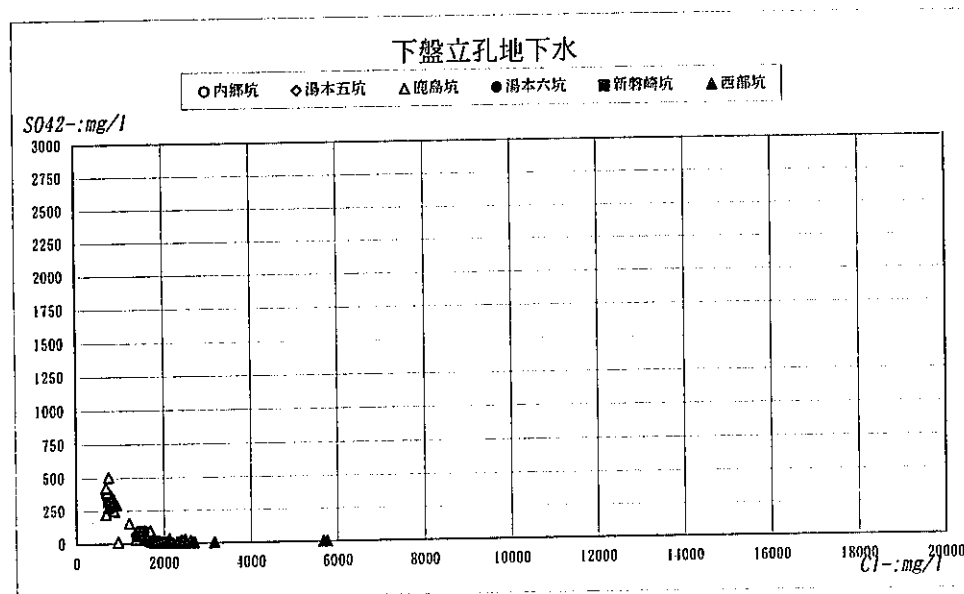
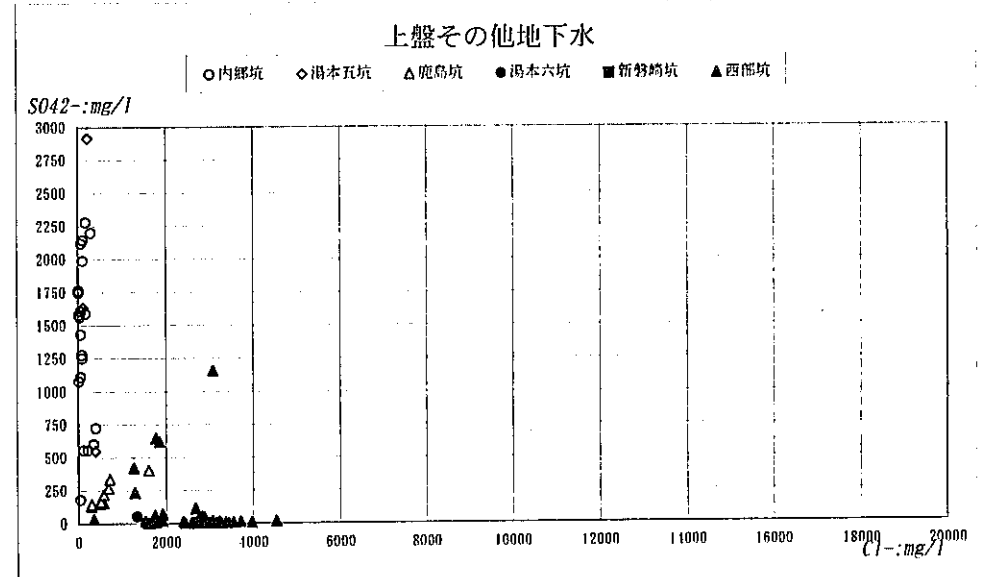
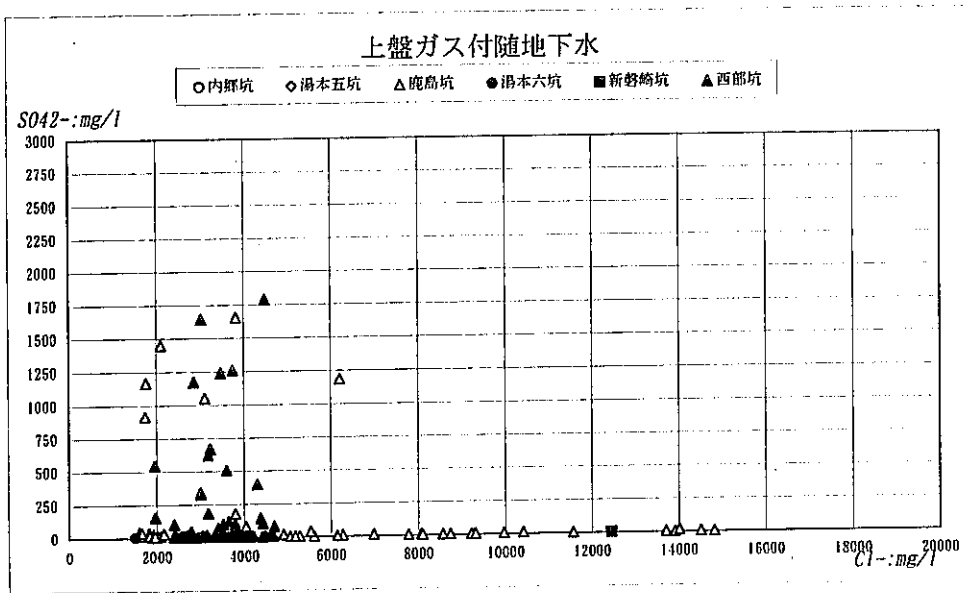
塩素イオン濃度-深度 相関図 (採取区分別・陰陽イオン差 10%以内)



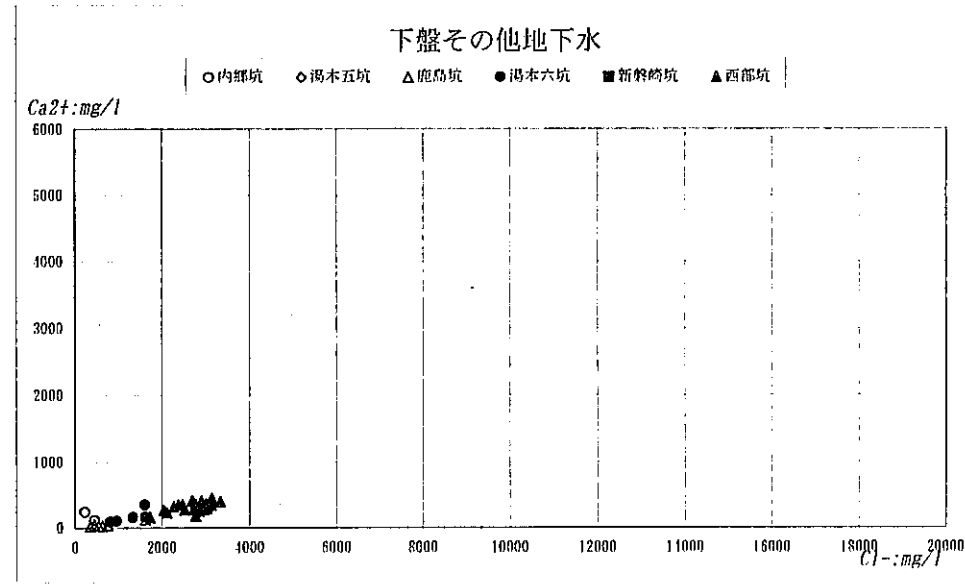
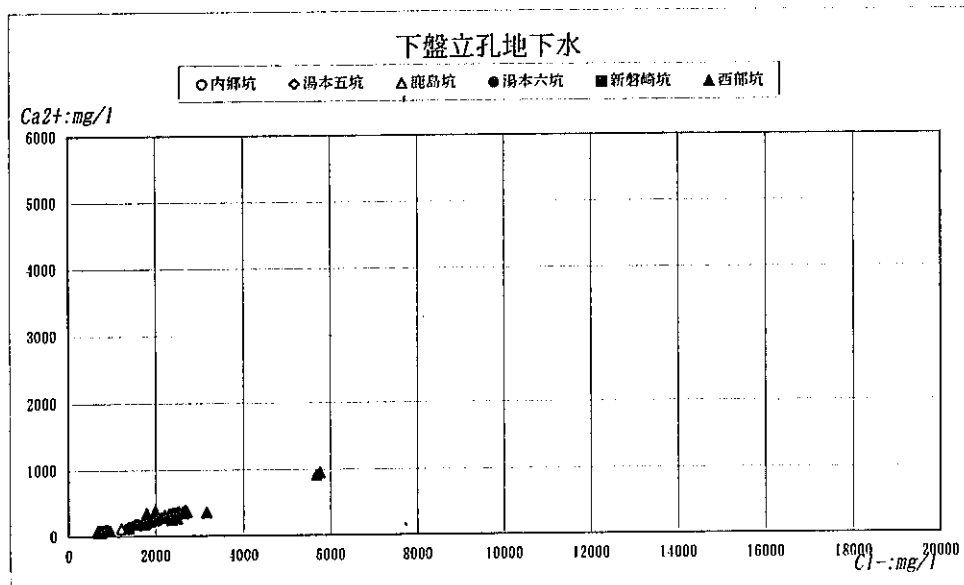
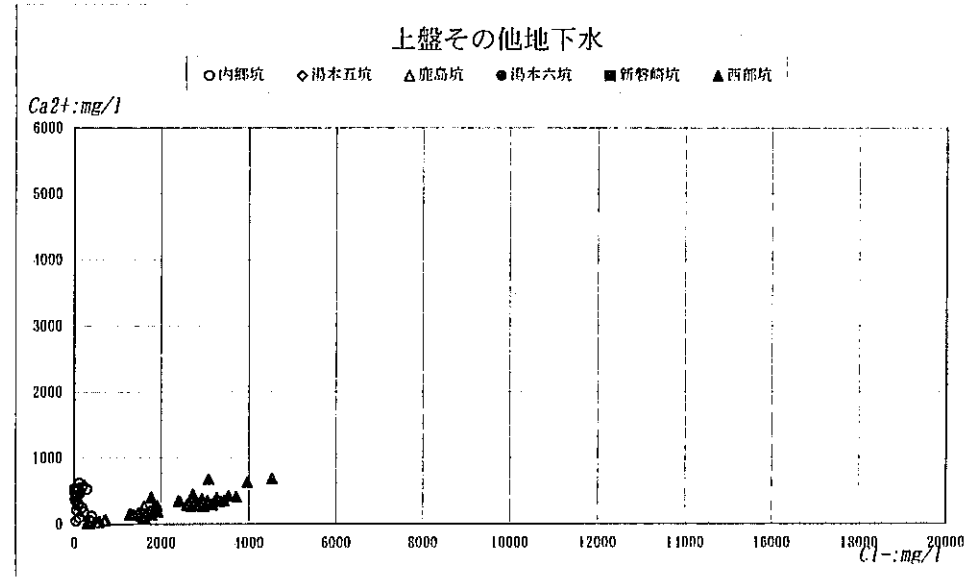
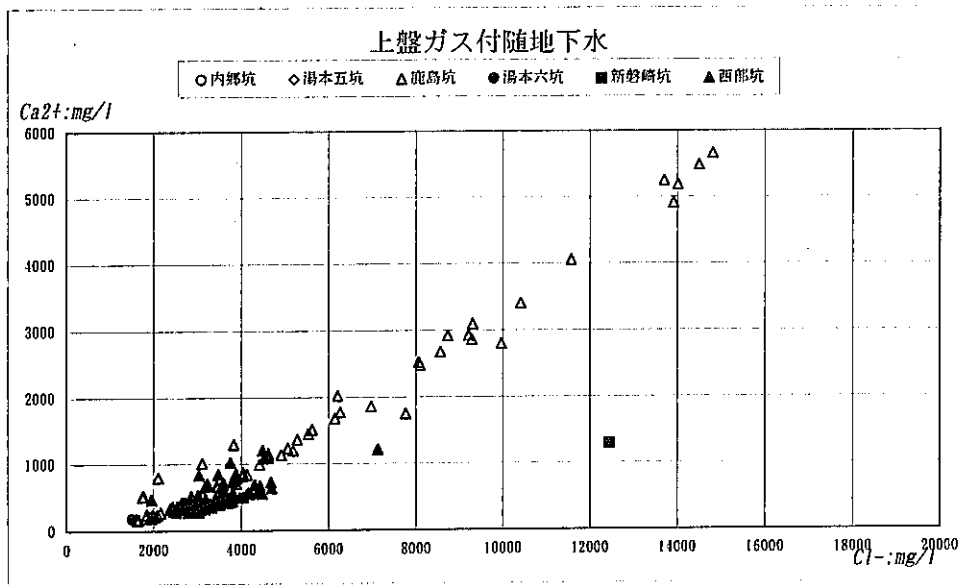
硫酸イオン濃度-深度 相関図 (採取区分別・陰陽イオン差 10%以内)



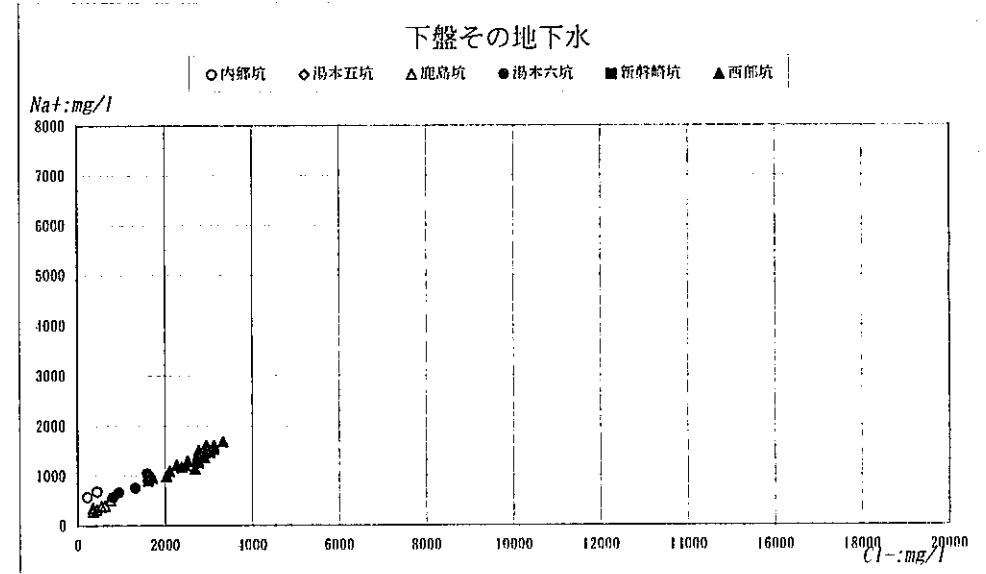
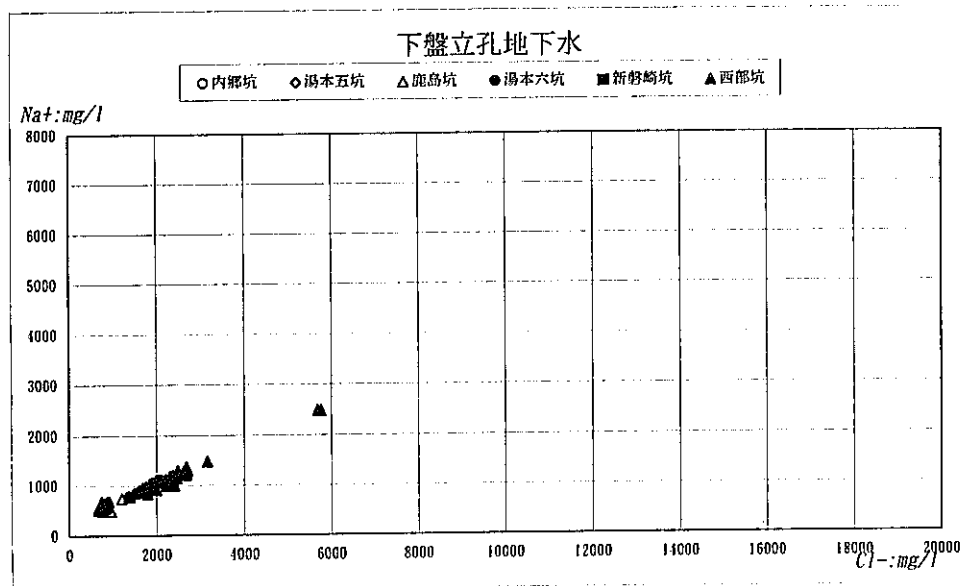
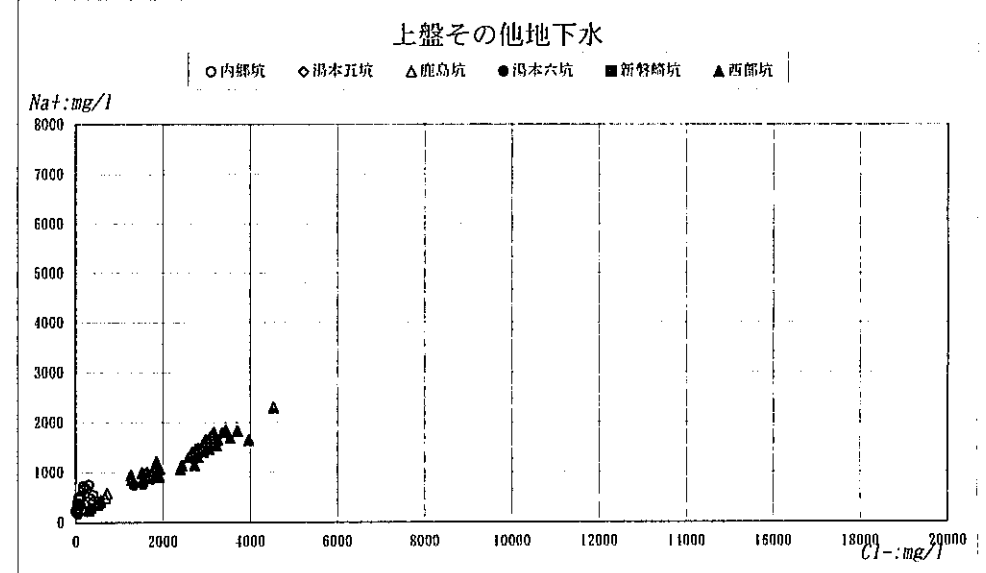
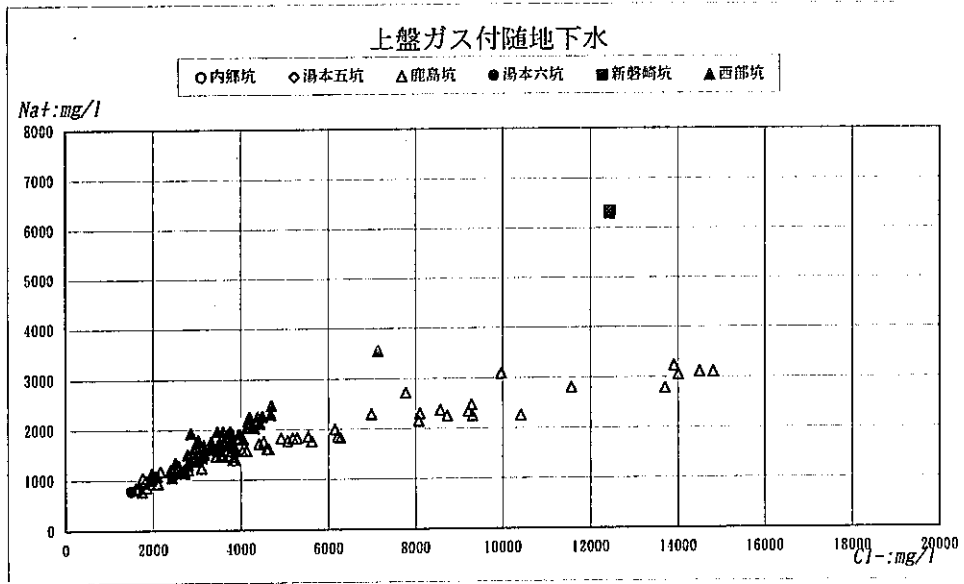
重炭酸イオン濃度-深度 相関図 (採取区分別・陰陽イオン差 10%以内)



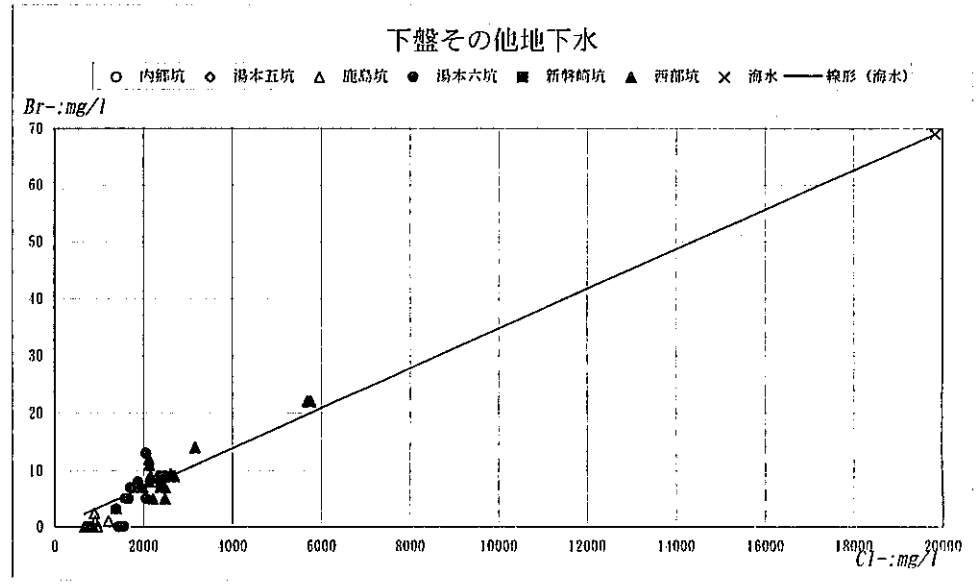
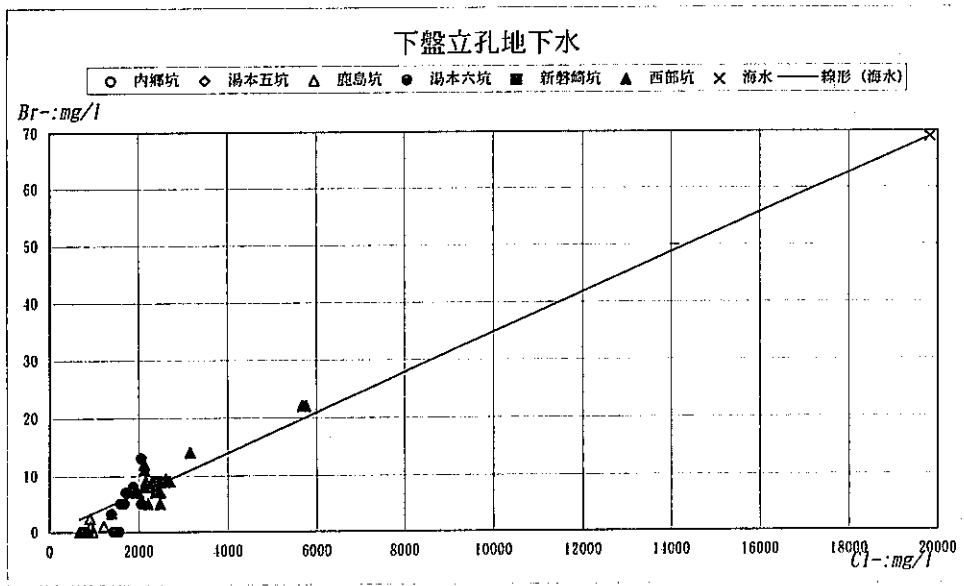
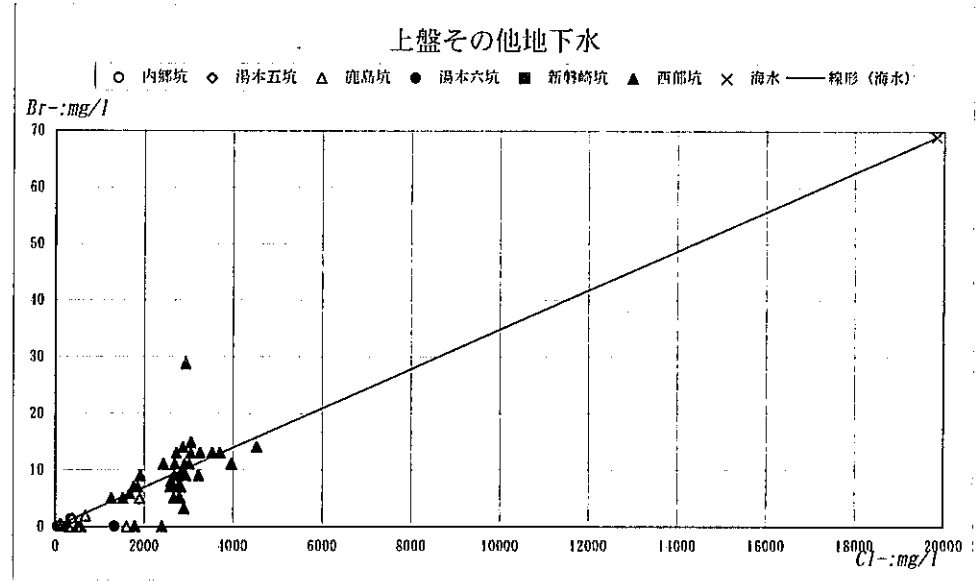
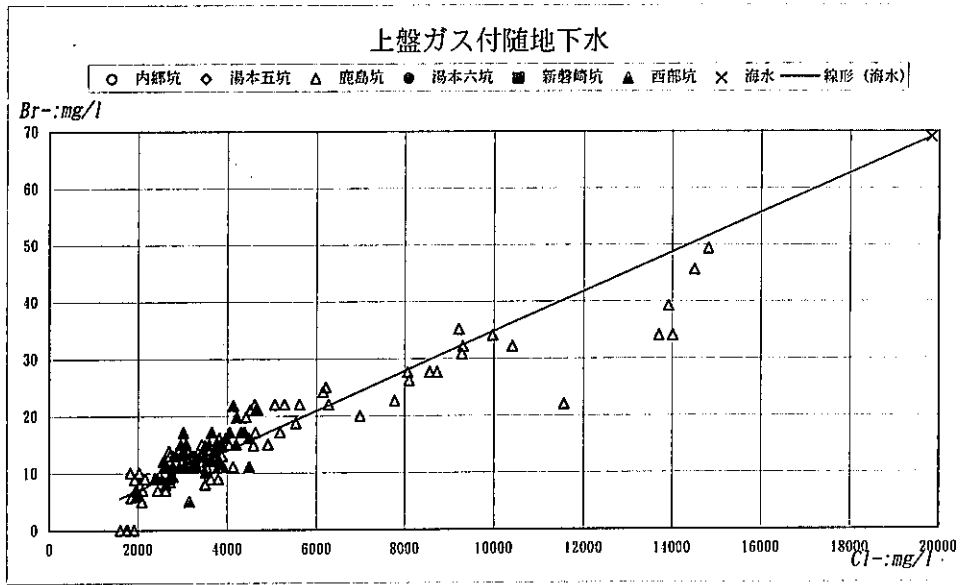
塩素イオン濃度-硫酸イオン濃度 相関図 (採取区分別・陰陽イオン差 10%以内)



塩素イオン濃度－カルシウムイオン濃度 相関図 (採取区分別・陰陽イオン差 10%以内)



塩素イオン濃度-ナトリウムイオン濃度 相関図 (採取区分別・陰陽イオン差 10%以内)



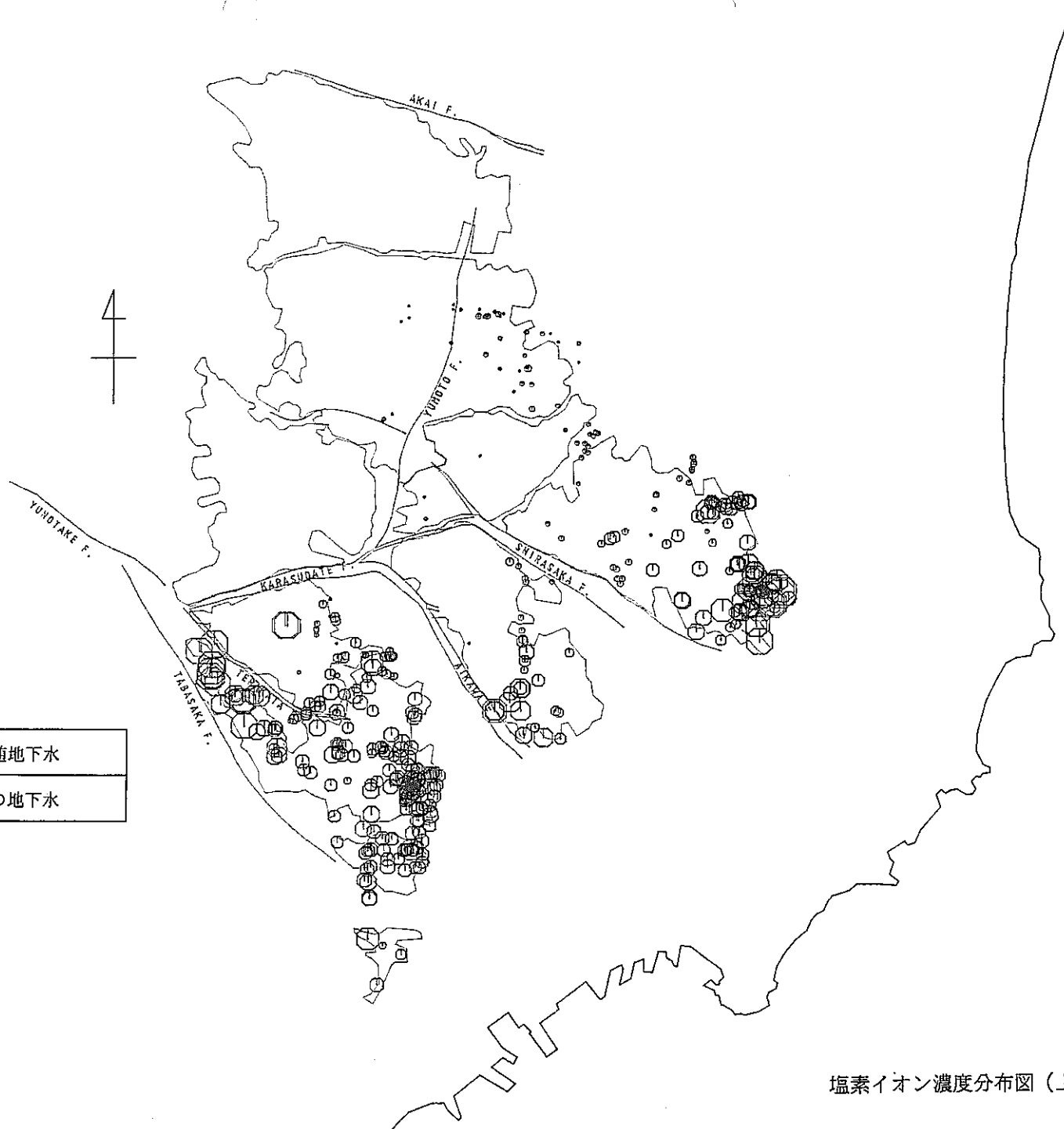
塩素イオン濃度-臭素イオン濃度 相関図 (採取区分別・陰陽イオン差 10%以内)

溶存イオン濃度分布図

青	上盤側ガス付随地下水
緑	上盤側その他の地下水

- ⊕ 10000 mg/l
- ⊖ 5000
- ⊙ 2000
- 1000

0 1 2 3km

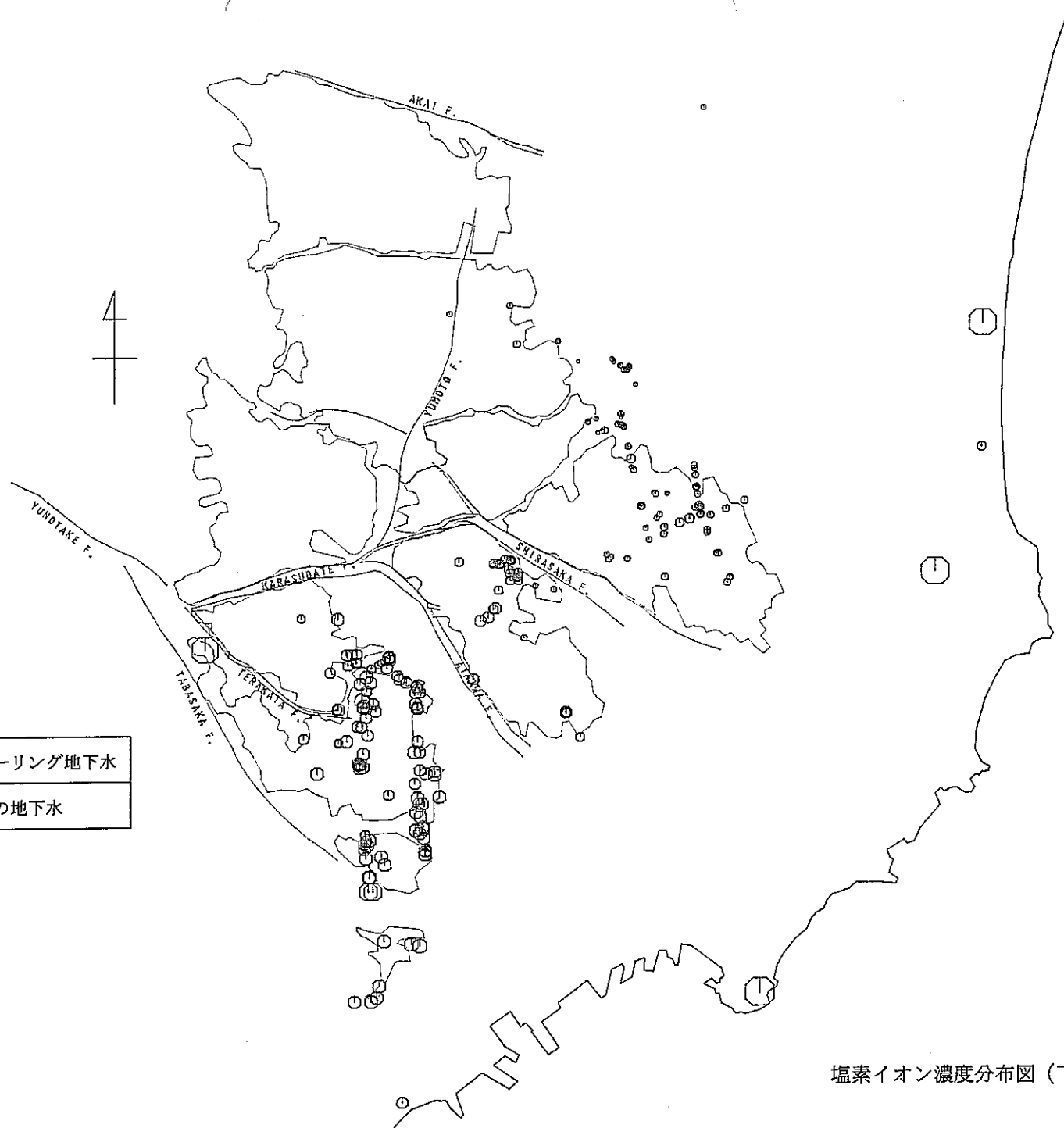


塩素イオン濃度分布図（上盤側地下水）

紫	下盤側立孔ボーリング地下水
桃	下盤側その他の地下水

- ⊖ 10000 mg/l
- ⊕ 5000
- ⊙ 2000
- 1000

0 1 2 3km

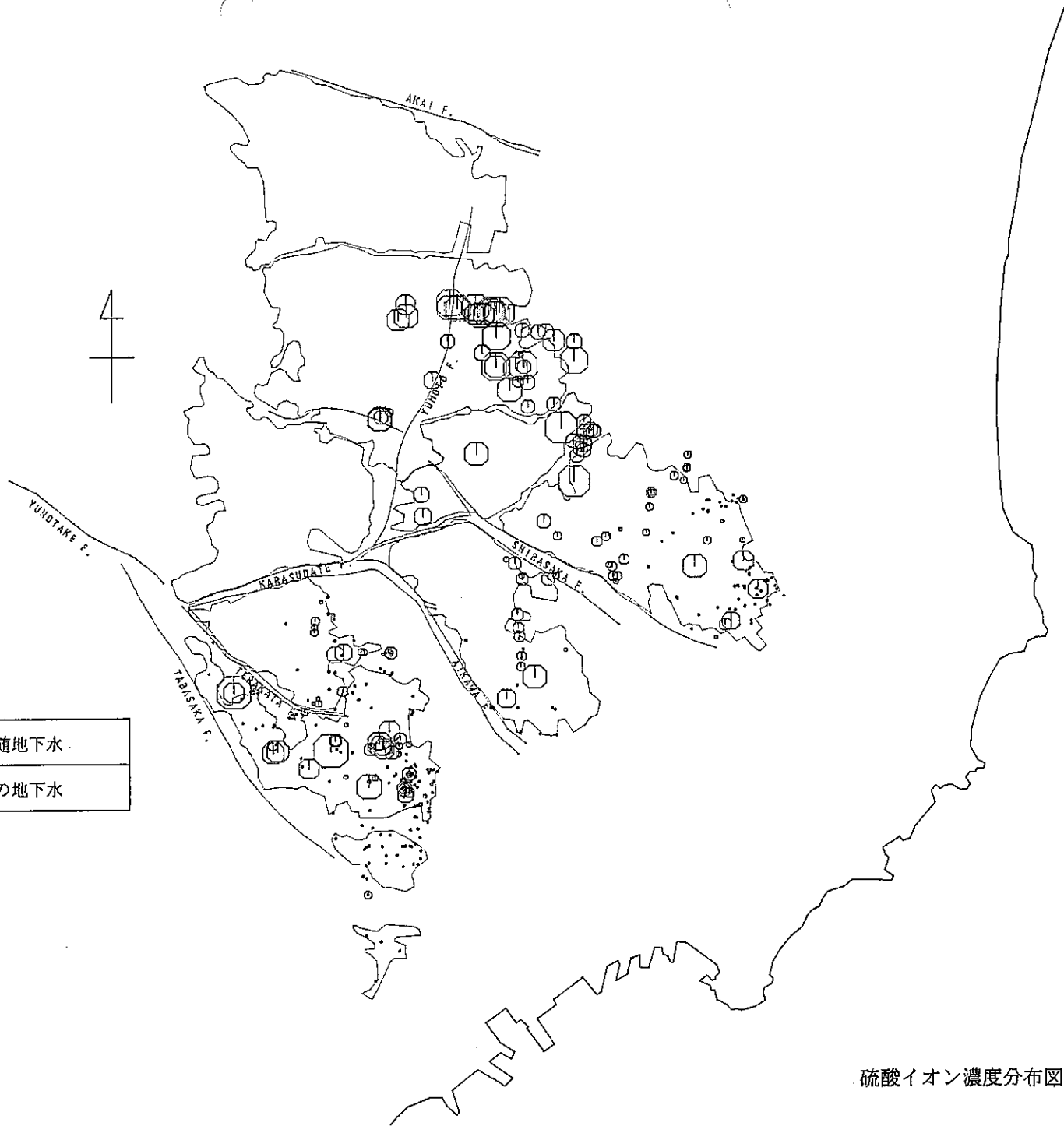


塩素イオン濃度分布図 (下盤側地下水)

青	上盤側ガス付随地下水
緑	上盤側その他の地下水

- 2000 mg/L
- 1000
- 500
- 200

0 1 2 3 km

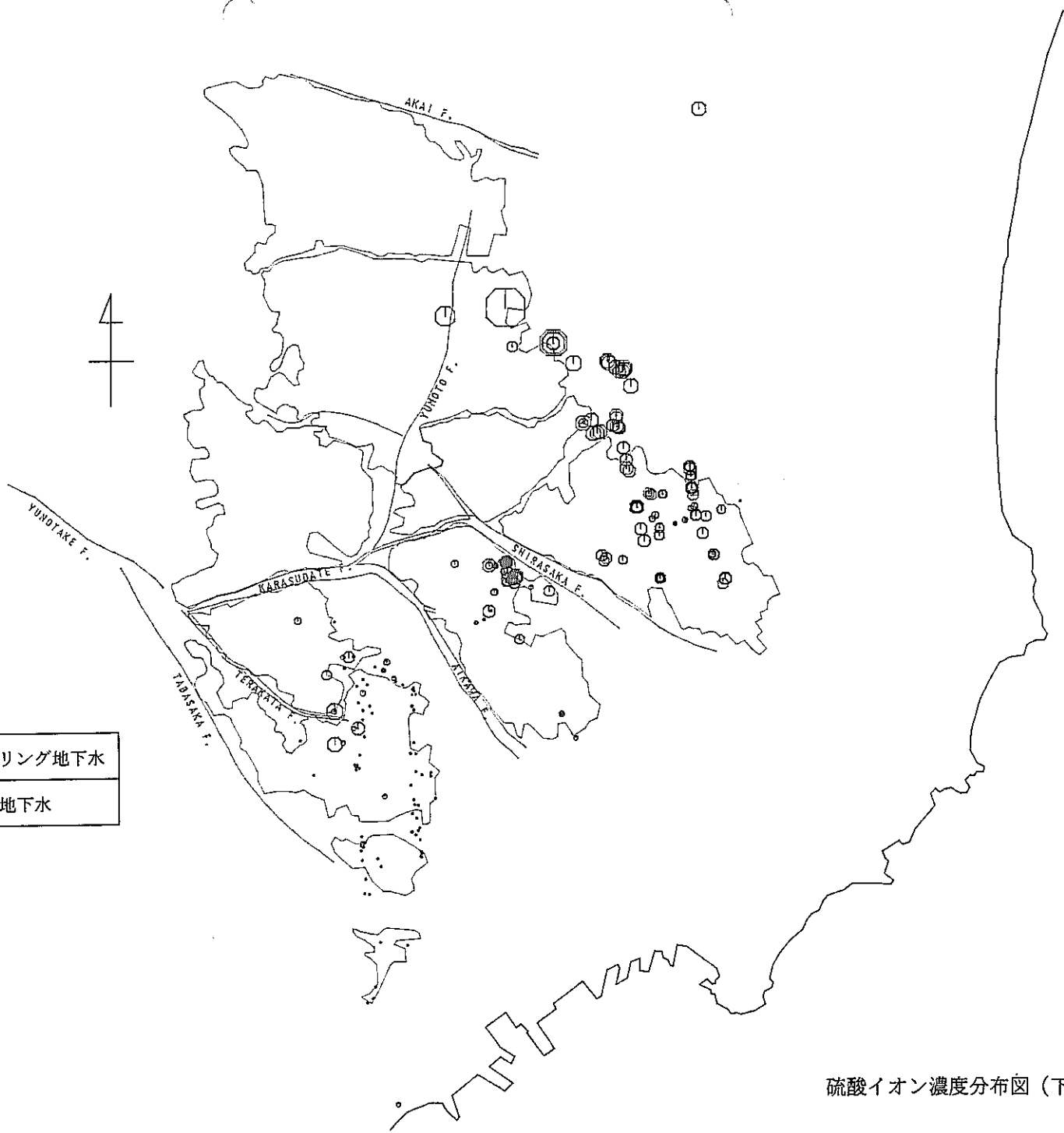


硫酸イオン濃度分布図 (上盤側地下水)

紫	下盤側立孔ボーリング地下水
桃	下盤側その他の地下水





- ⊕ 2000 mg/L
- ⊙ 1000
- ⊖ 500
- ⊗ 200

0 1 2 3 km

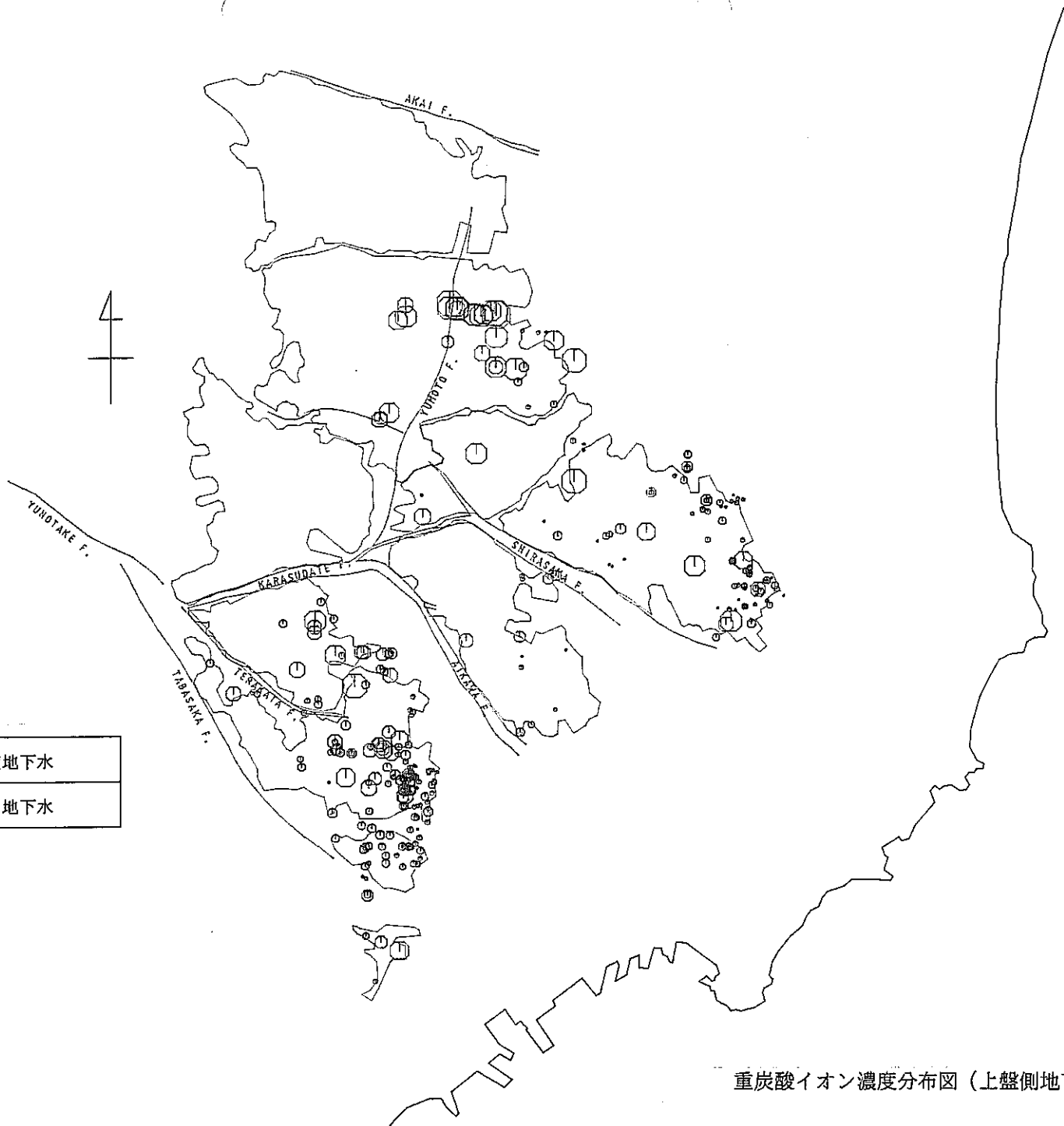


硫酸イオン濃度分布図（下盤側地下水）

青	上盤側ガス付随地下水
緑	上盤側その他の地下水

-  500 mg/L
-  200
-  100
-  50

0 1 2 3 km



重炭酸イオン濃度分布図 (上盤側地下水)

紫	下盤側立孔ボーリング地下水
桃	下盤側その他の地下水

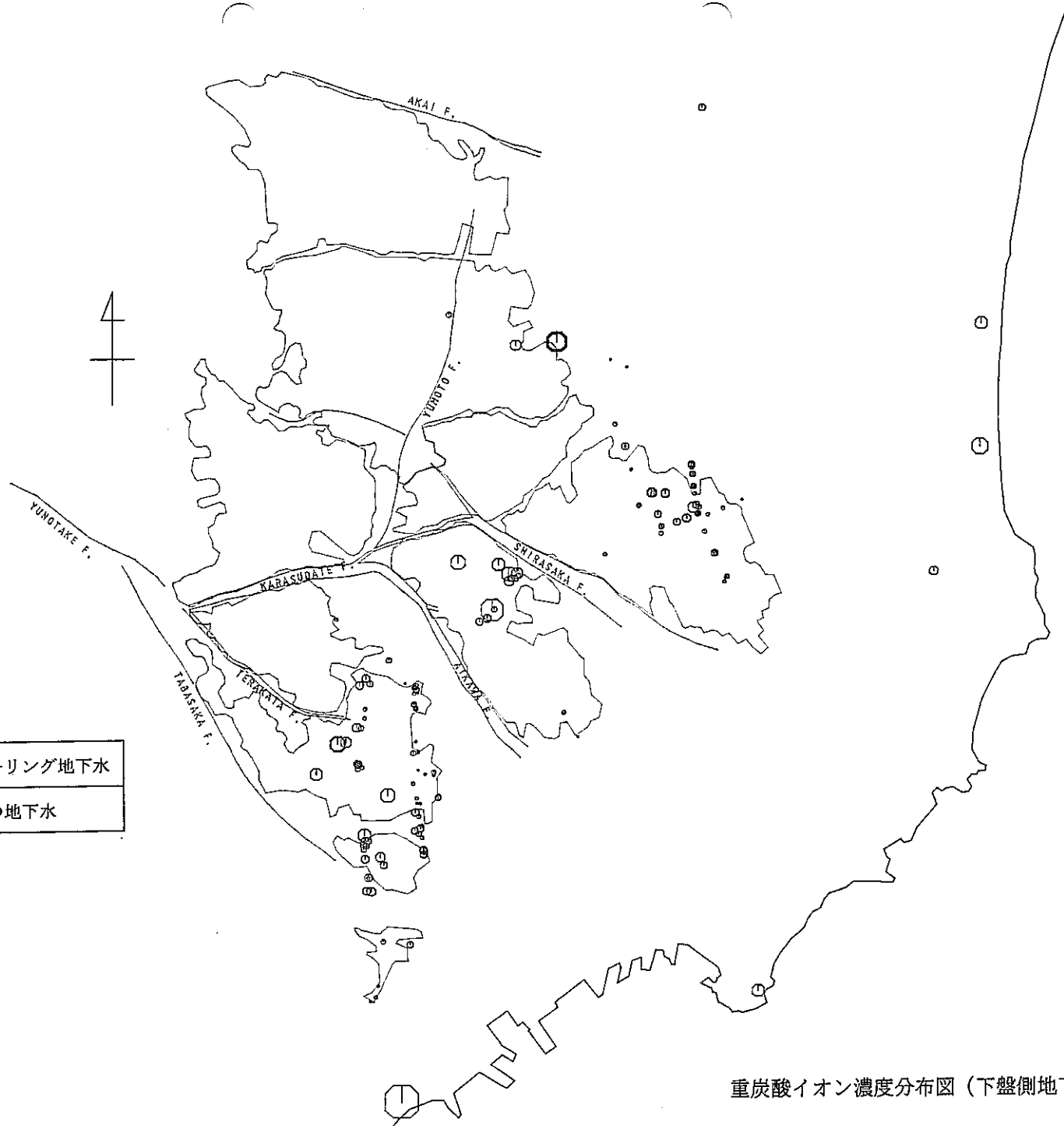
○ 500 mg/l

○ 200

○ 100

○ 50

0 1 2 3 km



重炭酸イオン濃度分布図（下盤側地下水）

青	上盤側ガス付随地下水
緑	上盤側その他の地下水

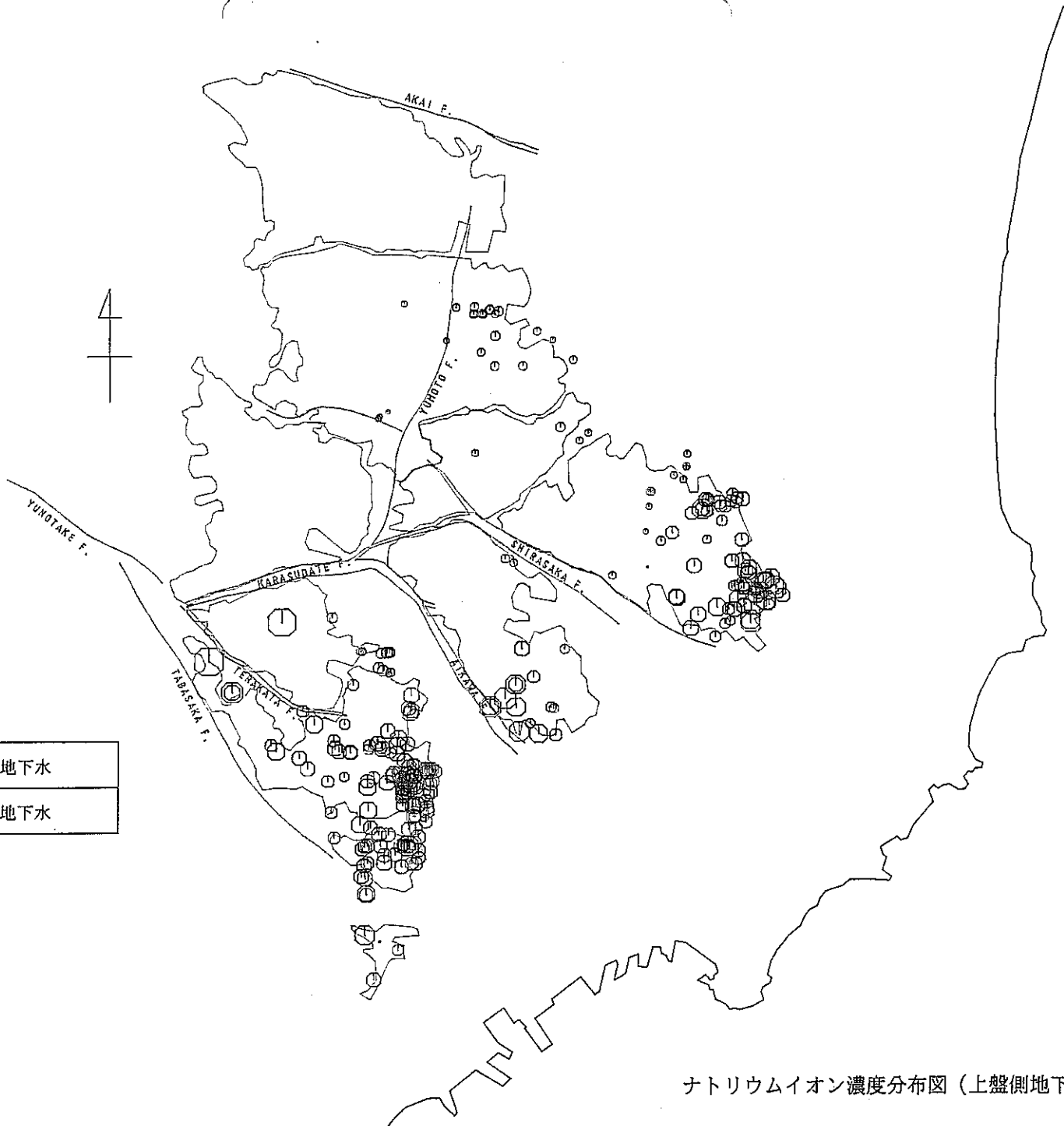
⊕ 5000 mg/l

⊙ 2000

⊖ 1000

○ 500

0 1 2 3 km



ナトリウムイオン濃度分布図 (上盤側地下水)

紫	下盤側立孔ボーリング地下水
桃	下盤側その他の地下水

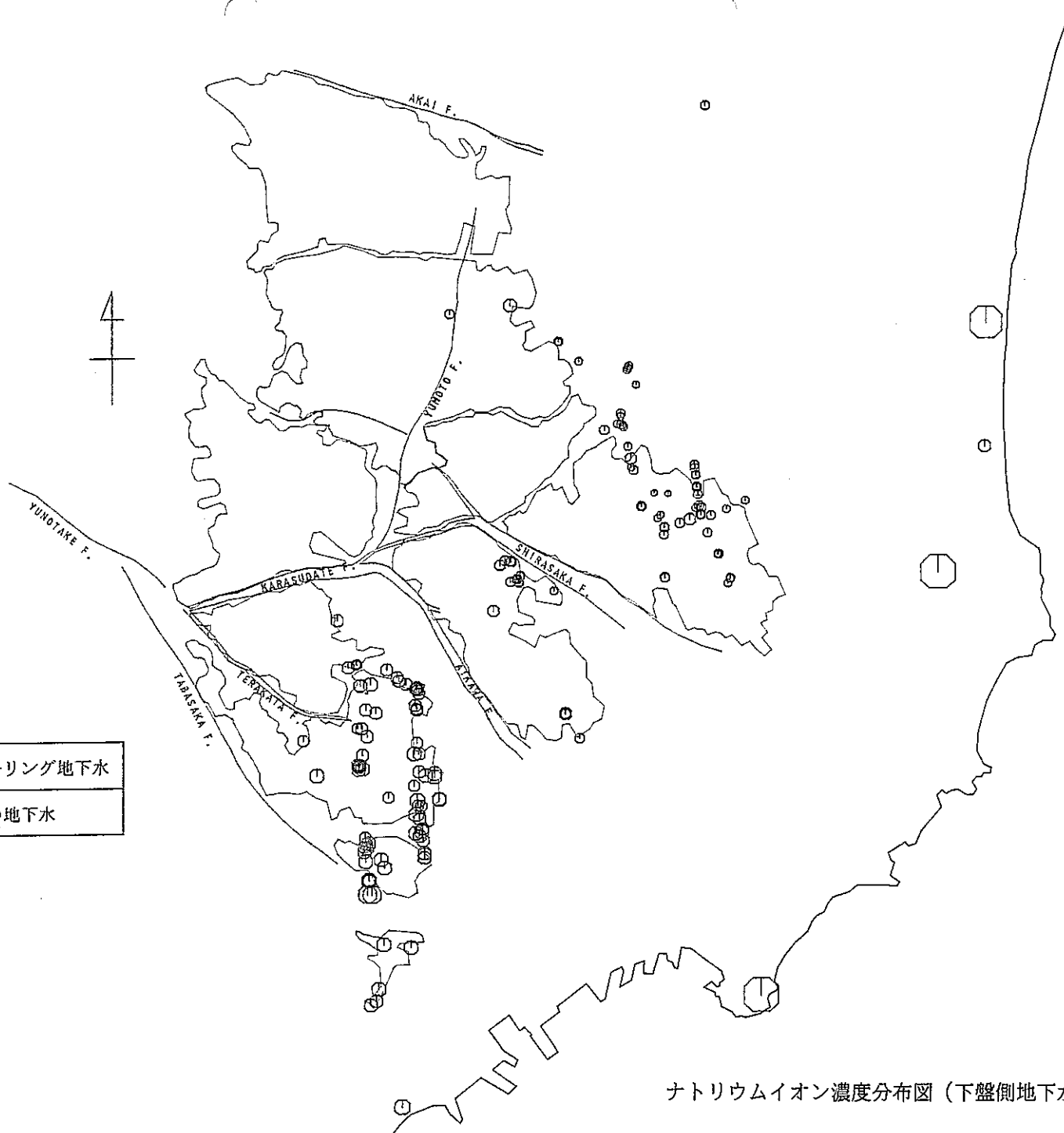
○ 5000 mg/l

○ 2000

○ 1000

○ 500

0 1 2 3km



ナトリウムイオン濃度分布図 (下盤側地下水)

青	上盤側ガス付随地下水
緑	上盤側その他の地下水

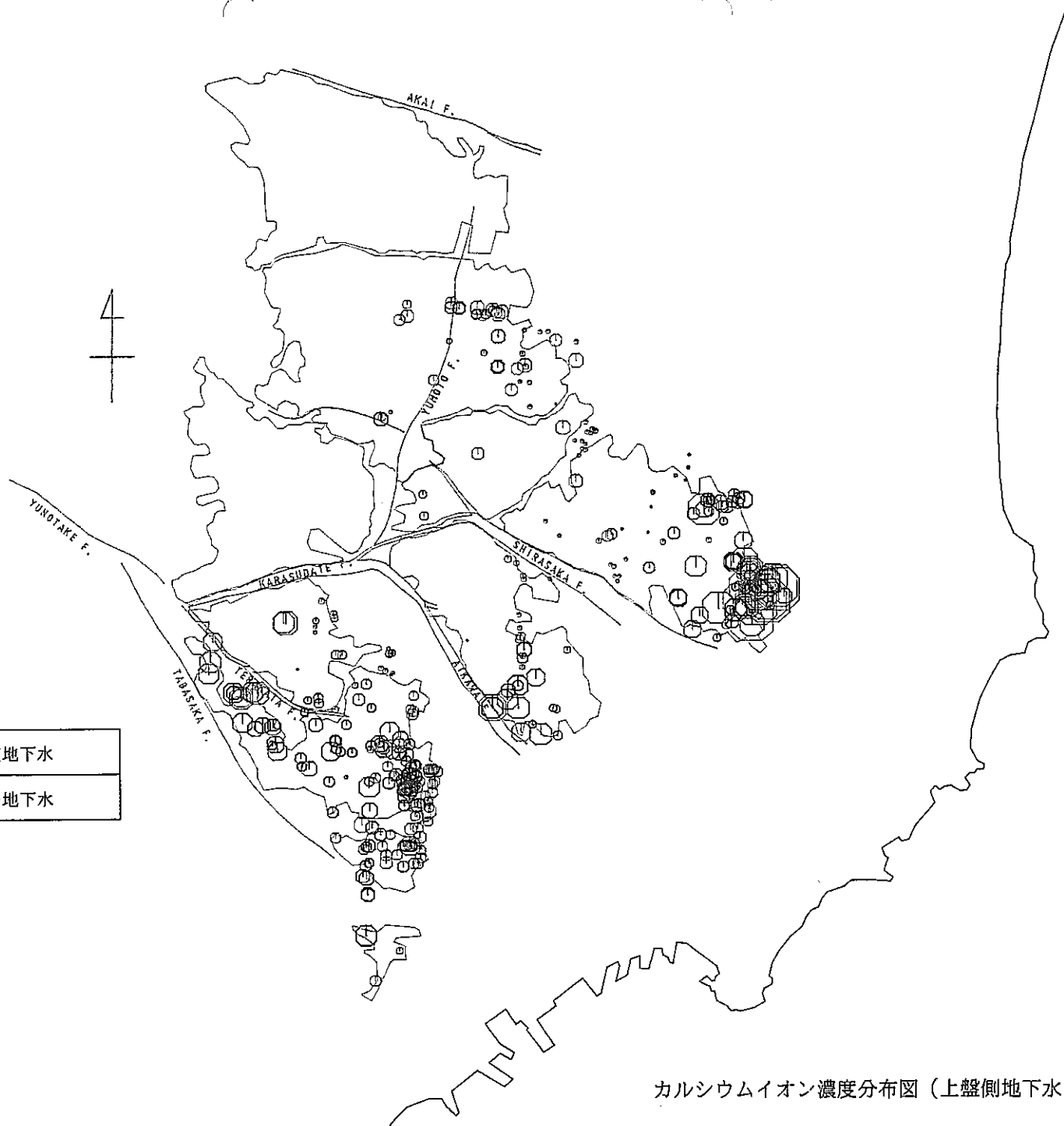
○ 2000 mg/L

○ 1000

○ 500

○ 200

0 1 2 3 km



カルシウムイオン濃度分布図 (上盤側地下水)

紫	下盤側立孔ボーリング地下水
桃	下盤側その他の地下水

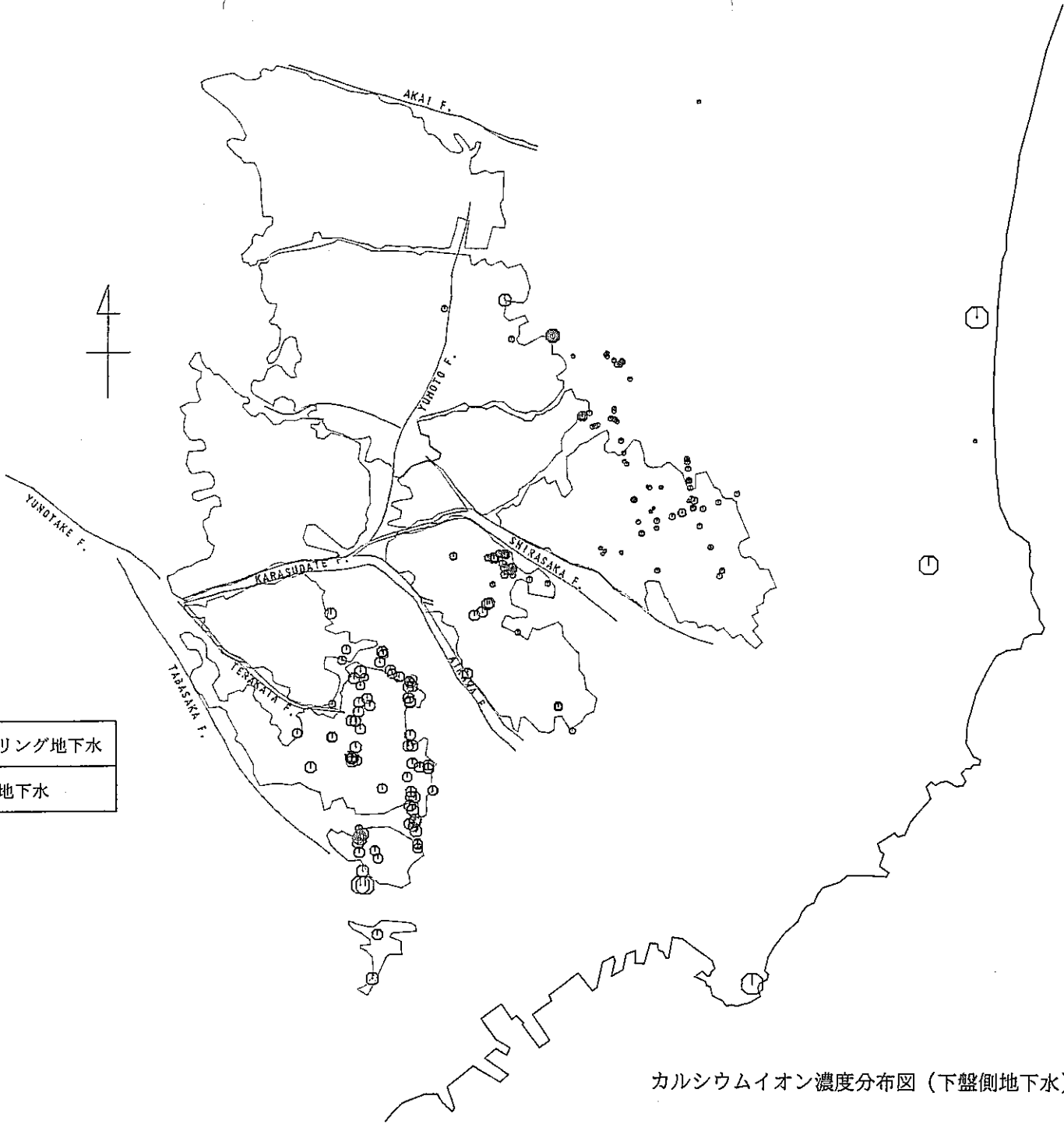
○ 2000 mg/L

○ 1000

○ 500

○ 200

0 1 2 3 km

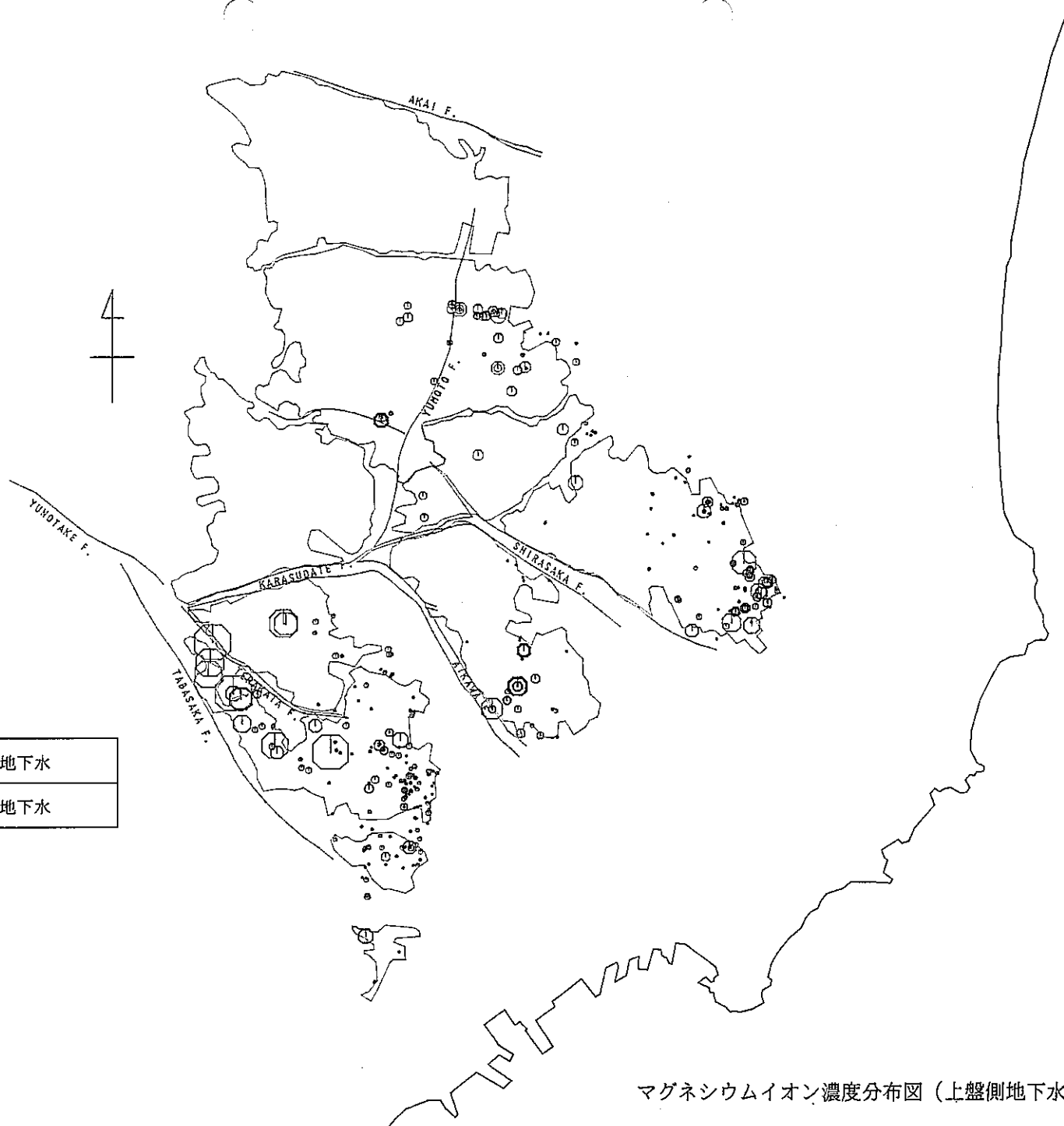


カルシウムイオン濃度分布図（下盤側地下水）

青	上盤側ガス付随地下水
緑	上盤側その他の地下水

- 200 mg/L
- 100
- 50
- 20

0 1 2 3km

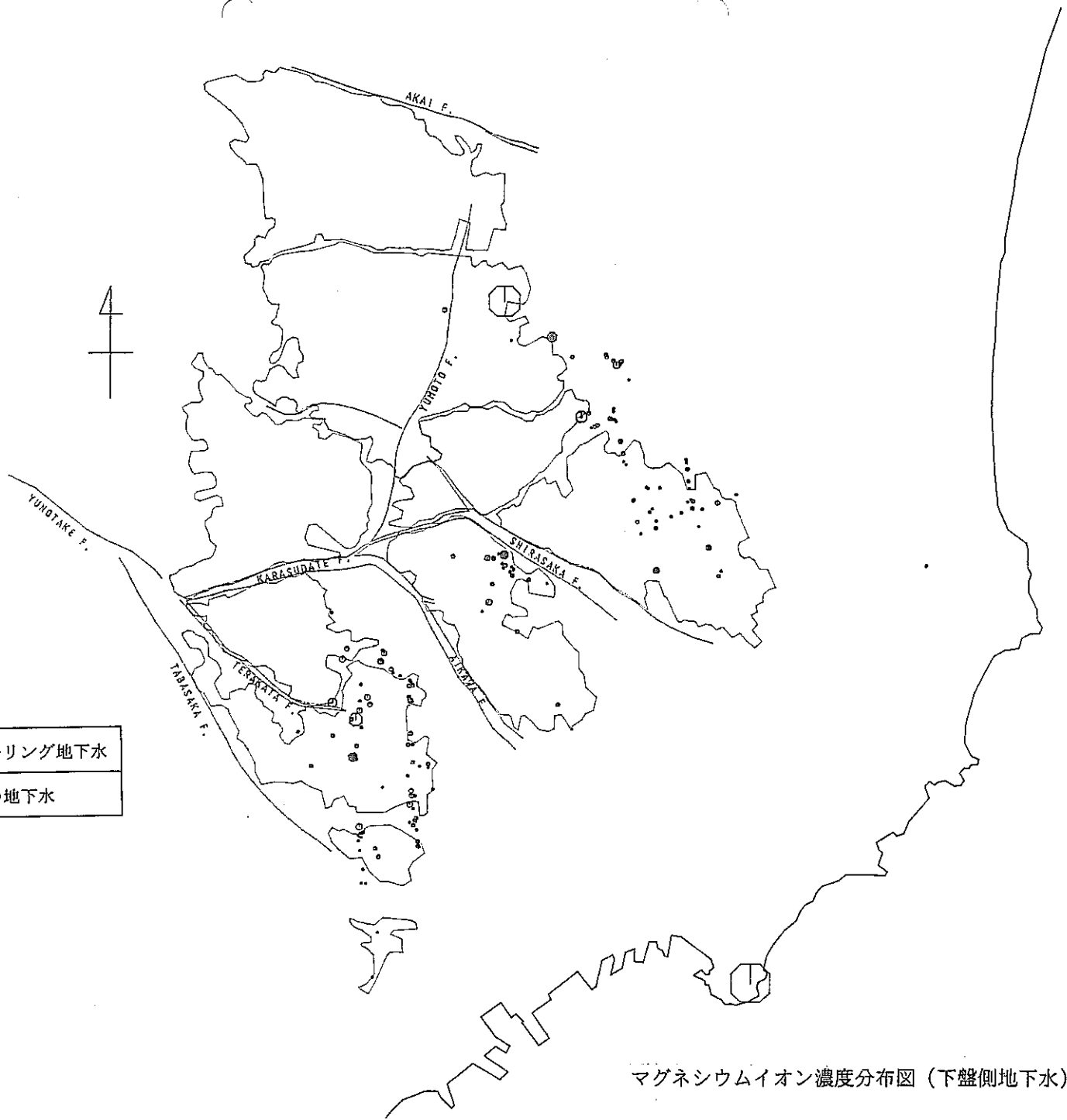


マグネシウムイオン濃度分布図（上盤側地下水）

紫	下盤側立孔ボーリング地下水
桃	下盤側その他の地下水

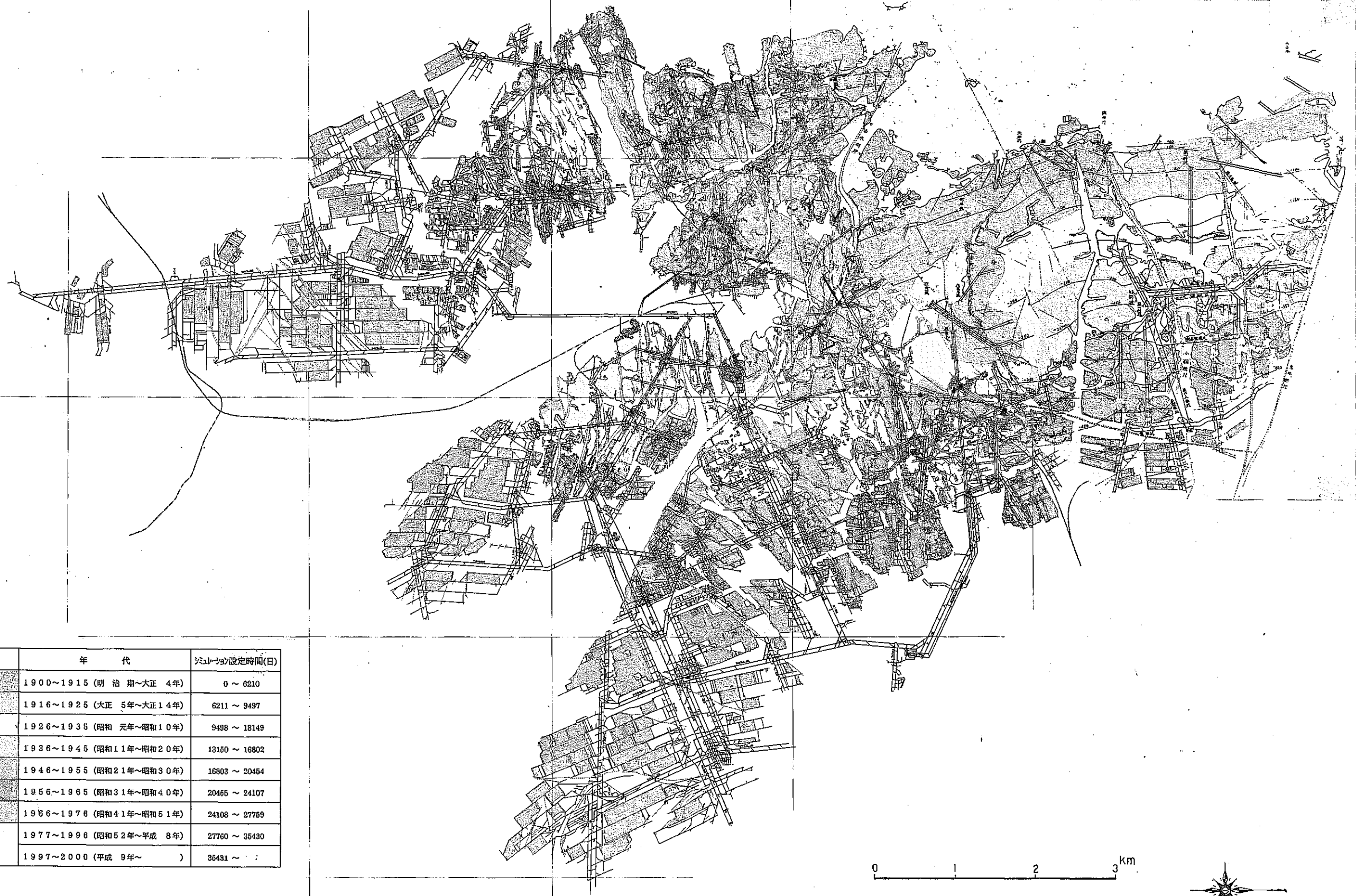
- 200 mg/l
- 100
- 50
- 20

0 1 2 3km



マグネシウムイオン濃度分布図 (下盤側地下水)

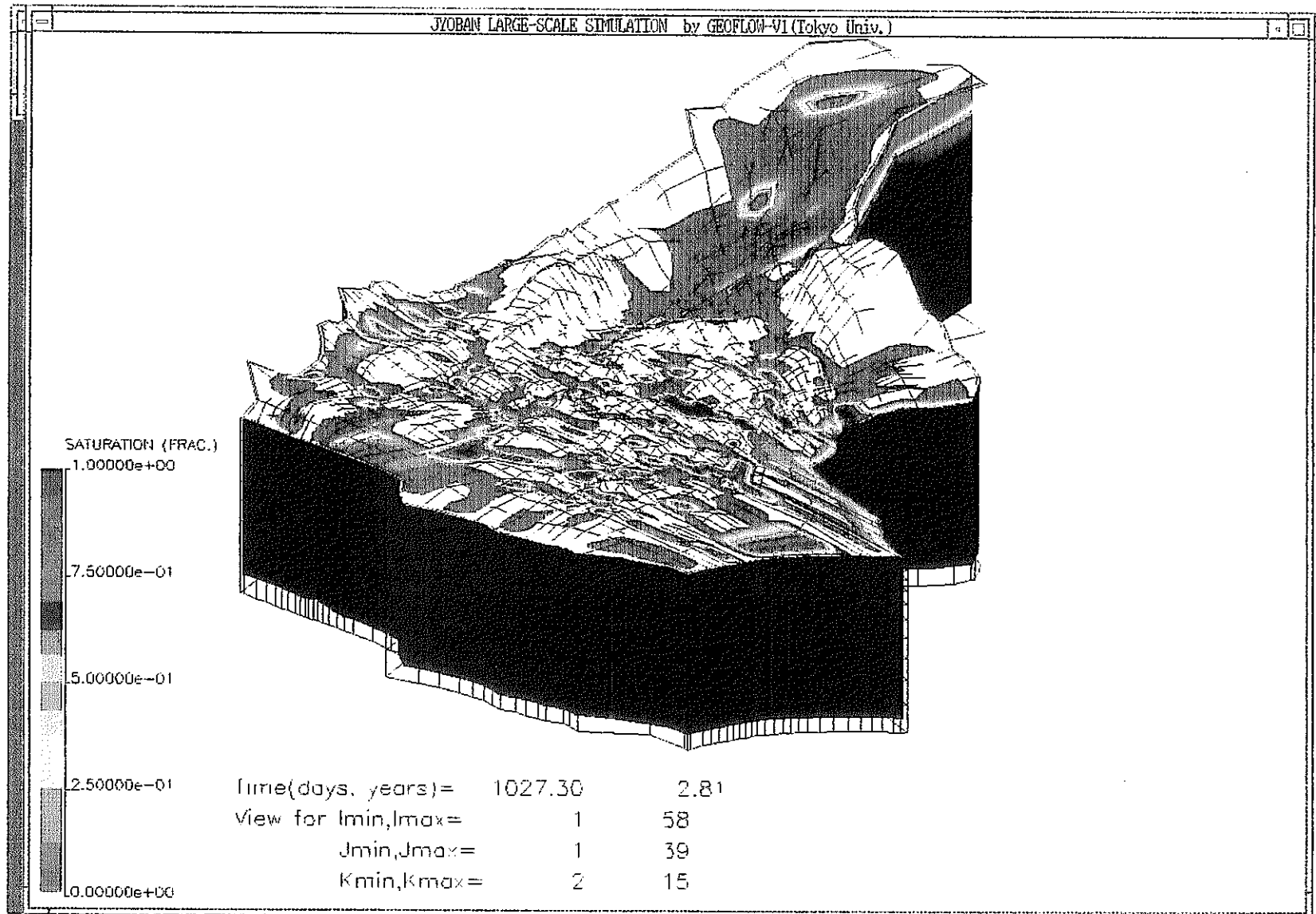
常磐炭田における採炭エリアの概略推移図



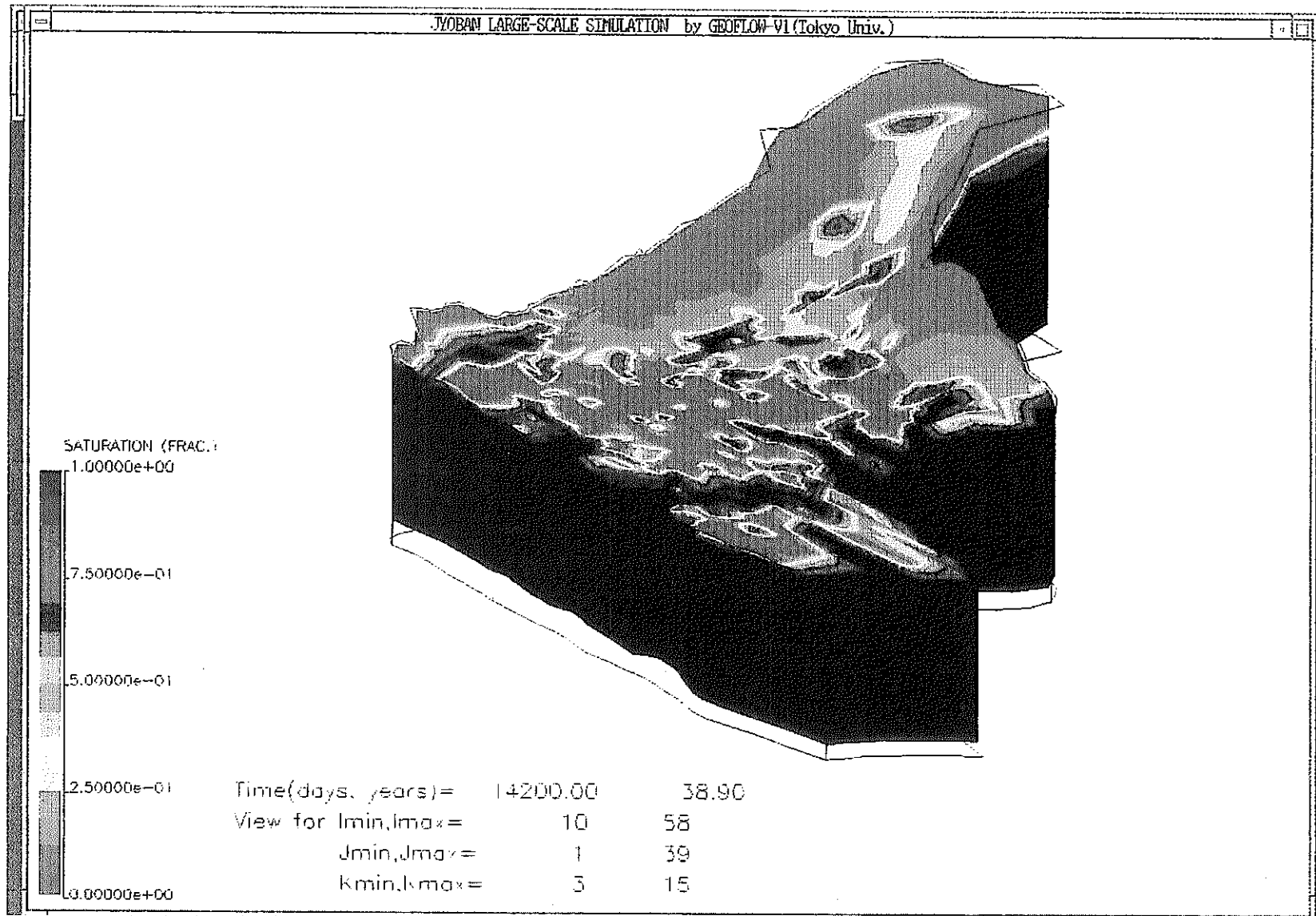
年代	採掘区域設定時間(日)
1900~1915 (明治期~大正4年)	0 ~ 6210
1916~1925 (大正5年~大正14年)	6211 ~ 9497
1926~1935 (昭和元年~昭和10年)	9498 ~ 18149
1936~1945 (昭和11年~昭和20年)	13160 ~ 16802
1946~1955 (昭和21年~昭和30年)	16803 ~ 20464
1956~1965 (昭和31年~昭和40年)	20465 ~ 24107
1966~1975 (昭和41年~昭和50年)	24108 ~ 27769
1976~1985 (昭和51年~昭和60年)	27770 ~ 35430
1986~2000 (平成元年~平成12年)	35431 ~

付 図 常磐炭田における石炭採掘域の概略の推移

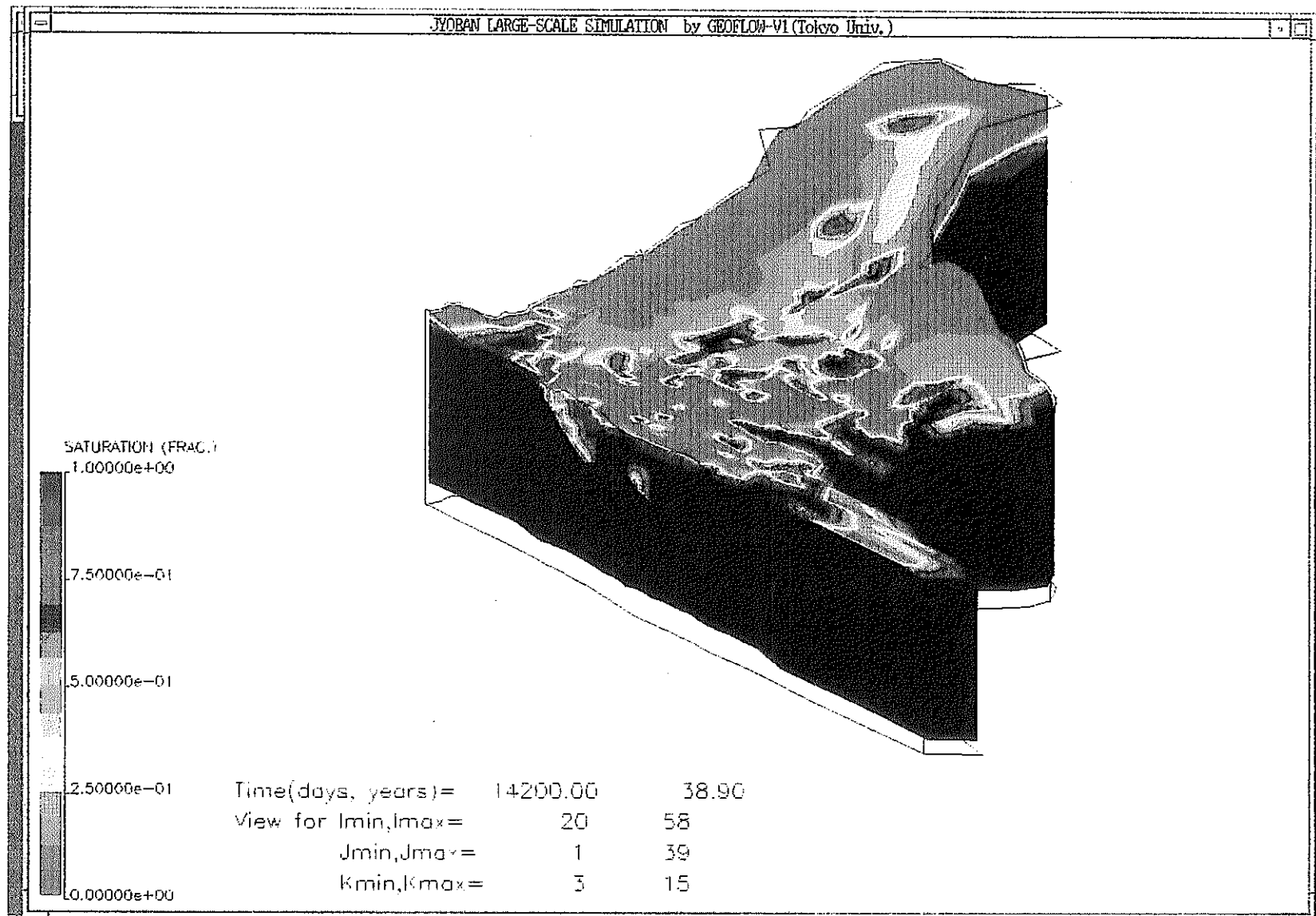
常磐炭田の三次元広域シミュレーション結果出力図



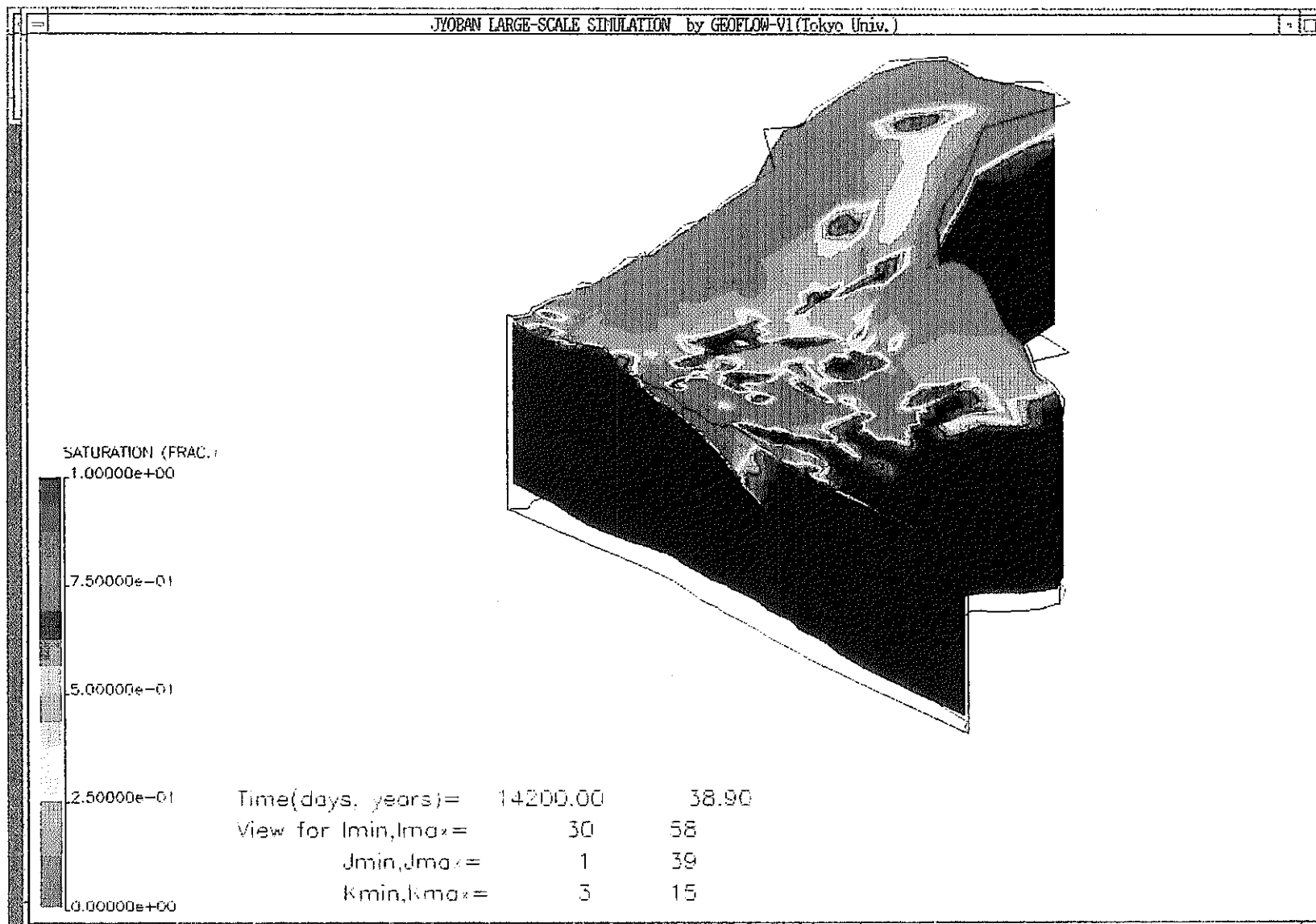
初期状態（掘削前）の飽和率分布図



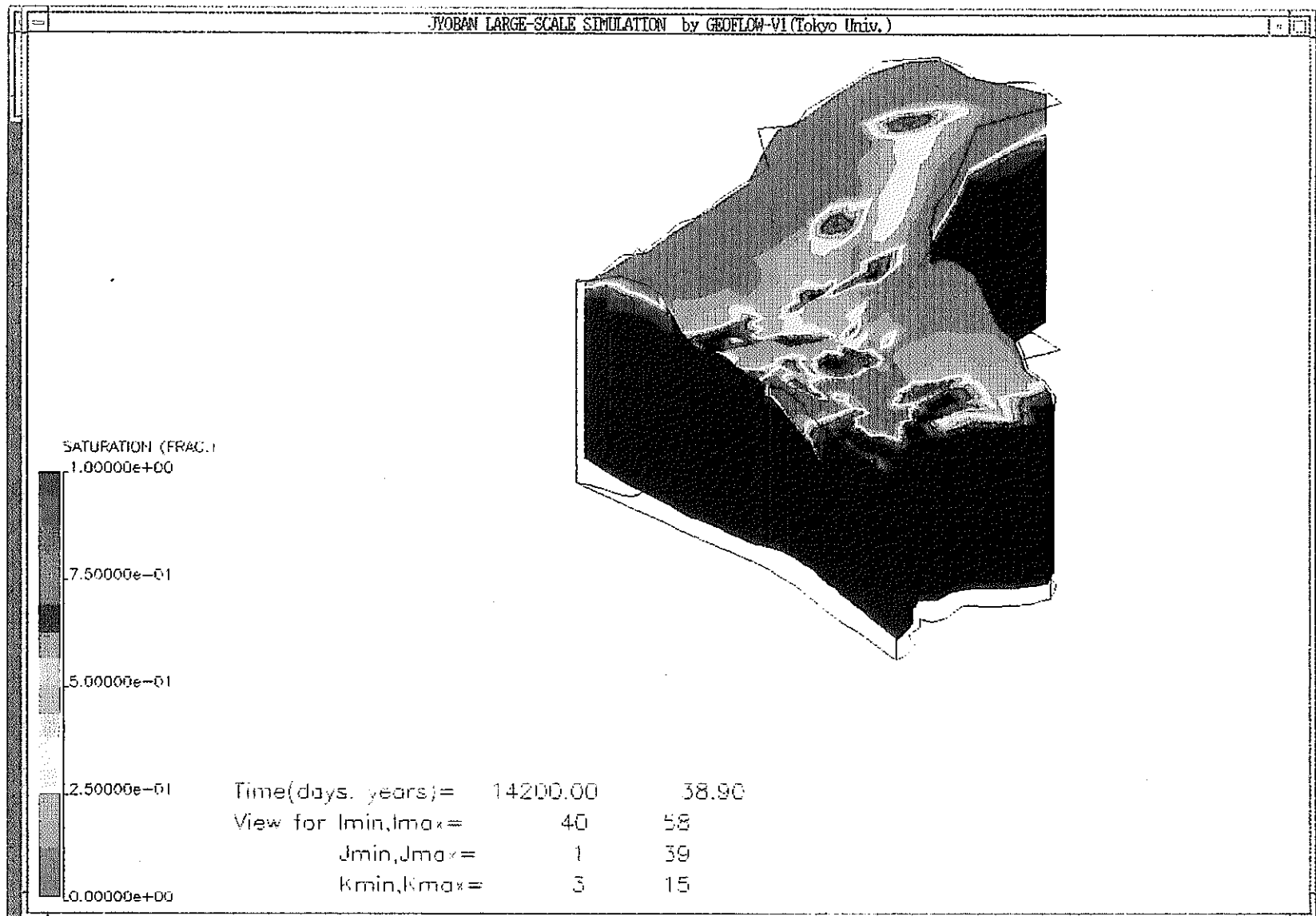
掘削後 14200 日 (3890 年) の飽和率分布断面図 (I = 10 断面)



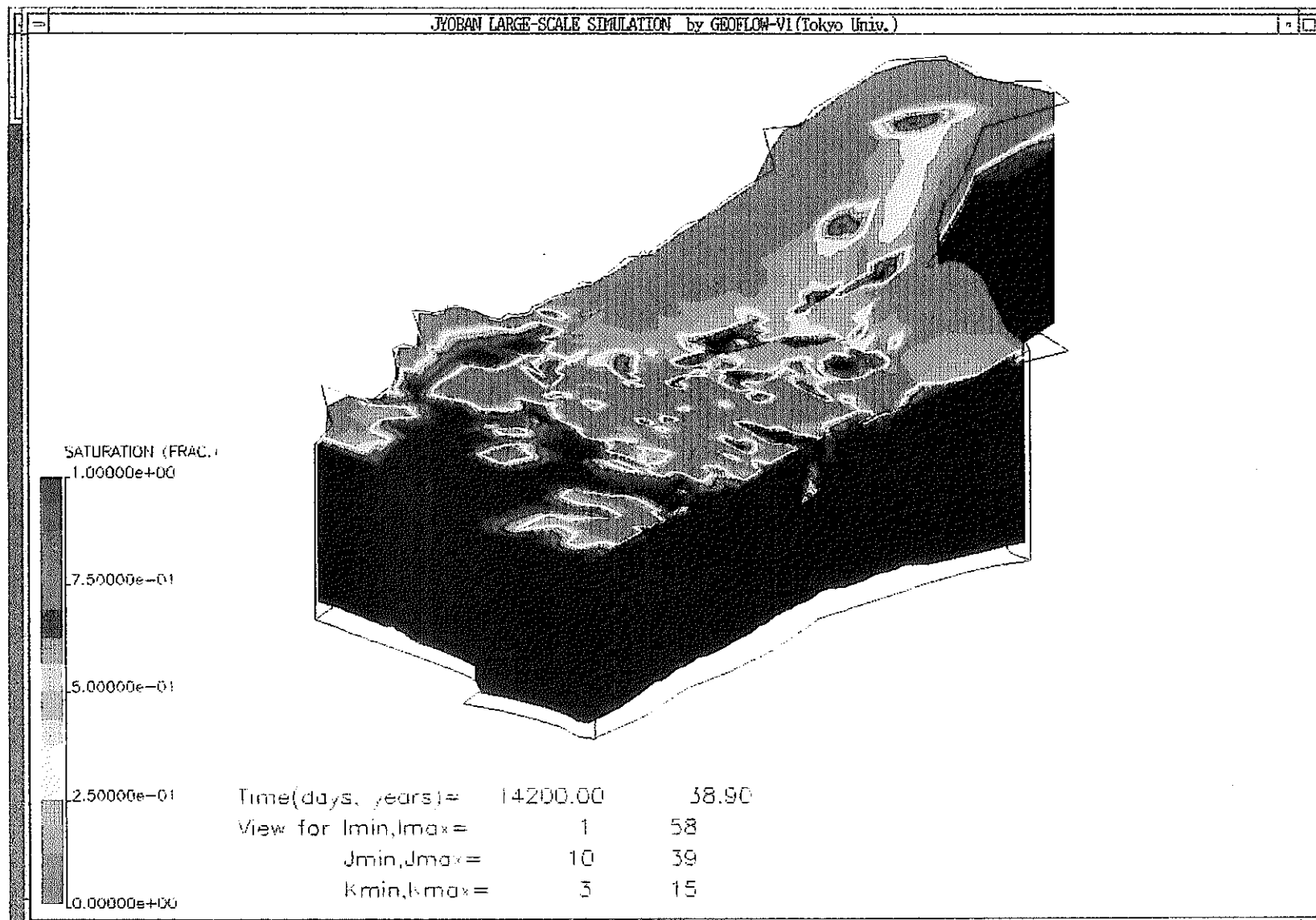
掘削後 14200 日 (38.90 年) の飽和率分布断面図 (I = 20 断面)



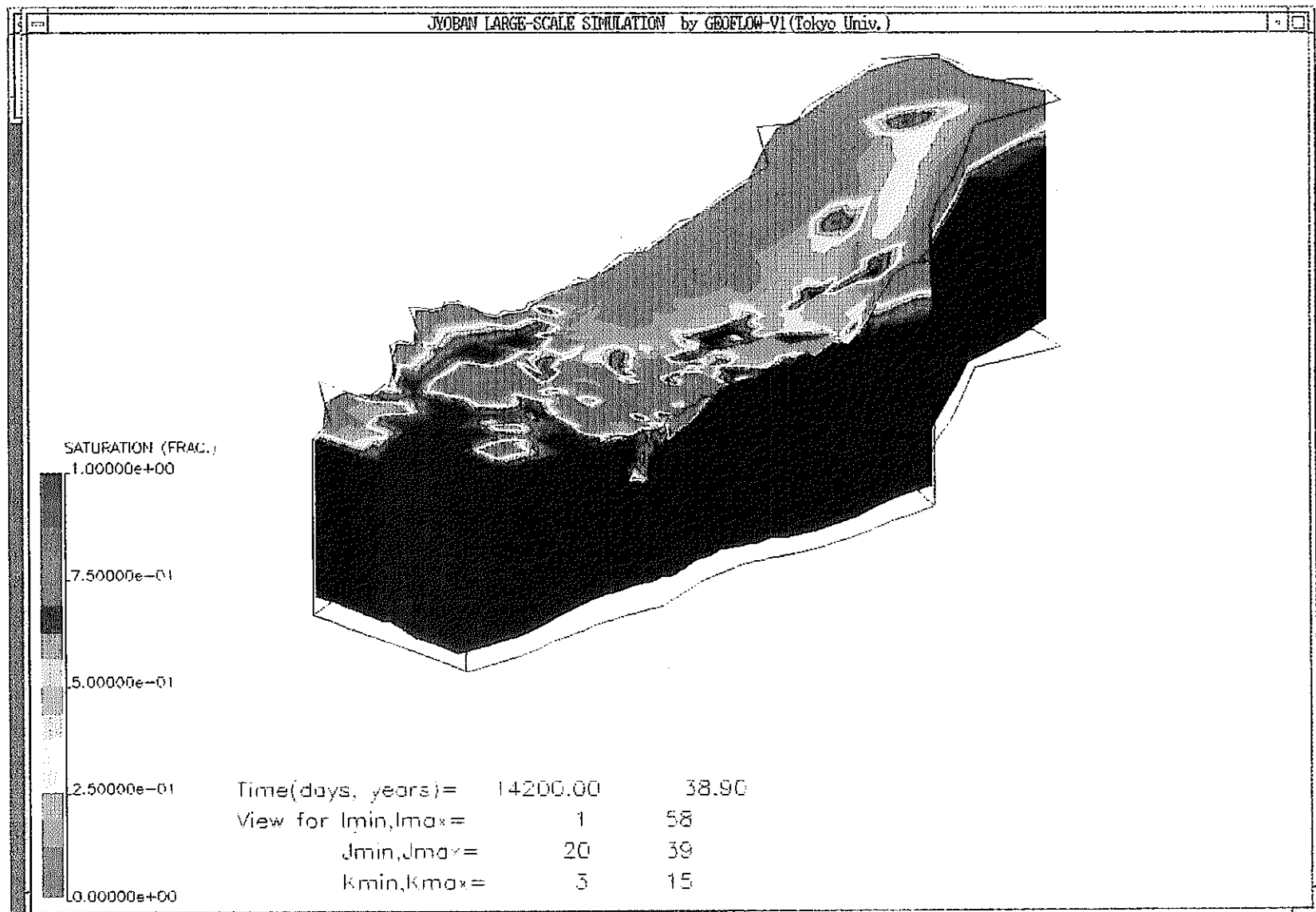
掘削後 14200 日 (38.90 年) の飽和率分布断面図 (I = 30 断面)



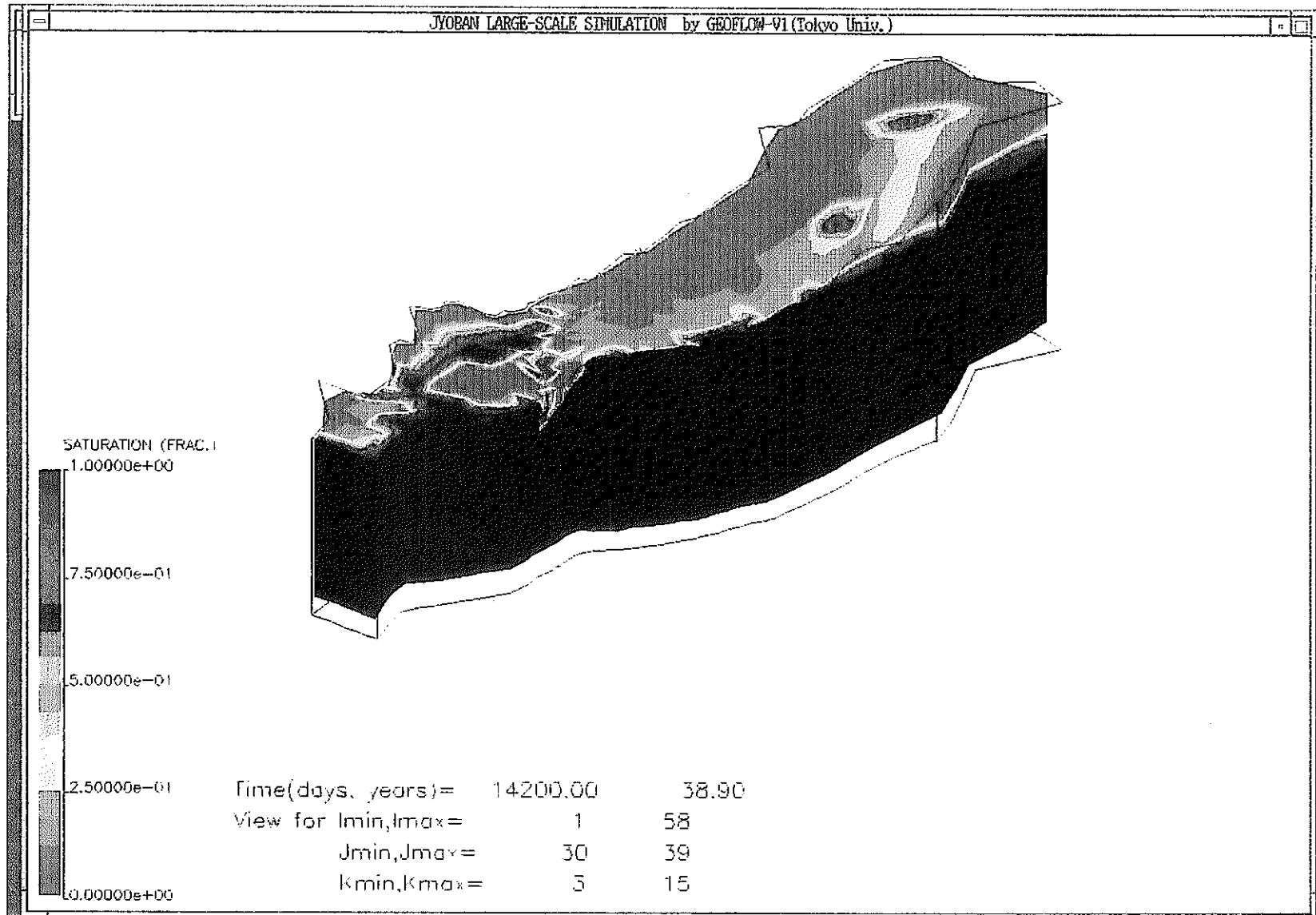
掘削後 14200 日 (38.90 年) の飽和率分布断面図 (I = 40 断面)



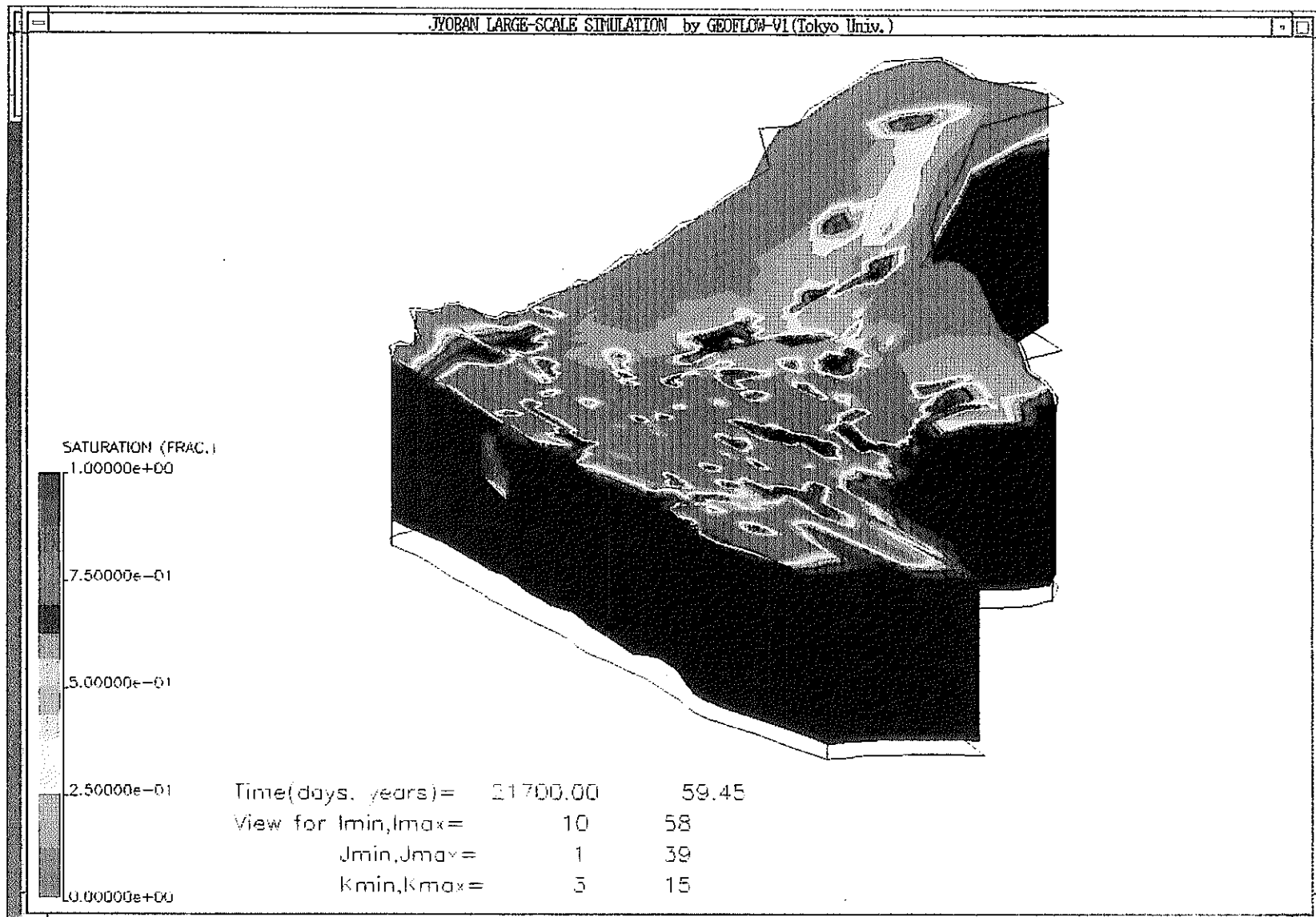
掘削後 14200 日 (38.90 年) の飽和率分布断面図 (J = 10 断面)



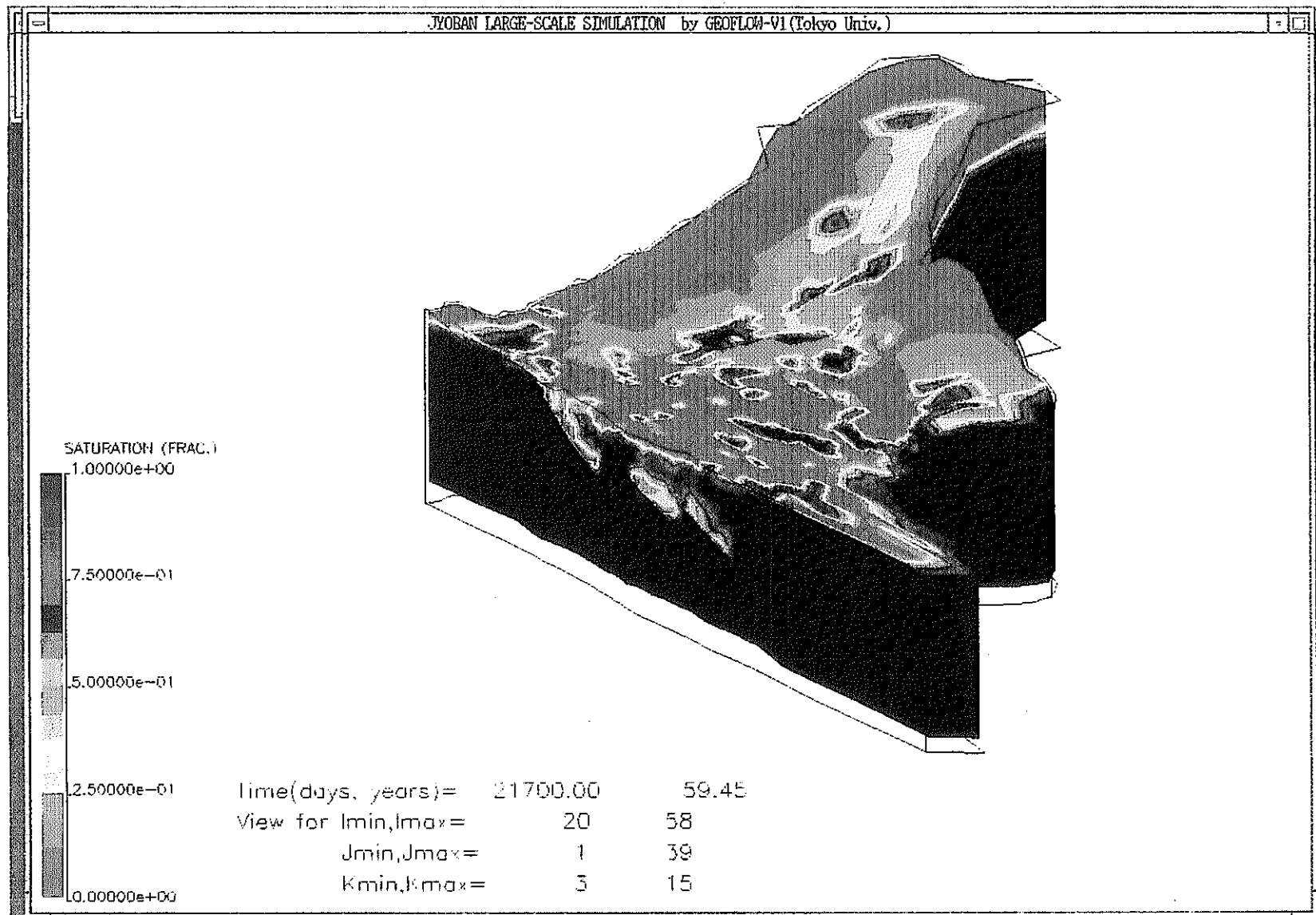
掘削後 14200 日 (38.90 年) の飽和率分布断面図 (J = 20 断面)



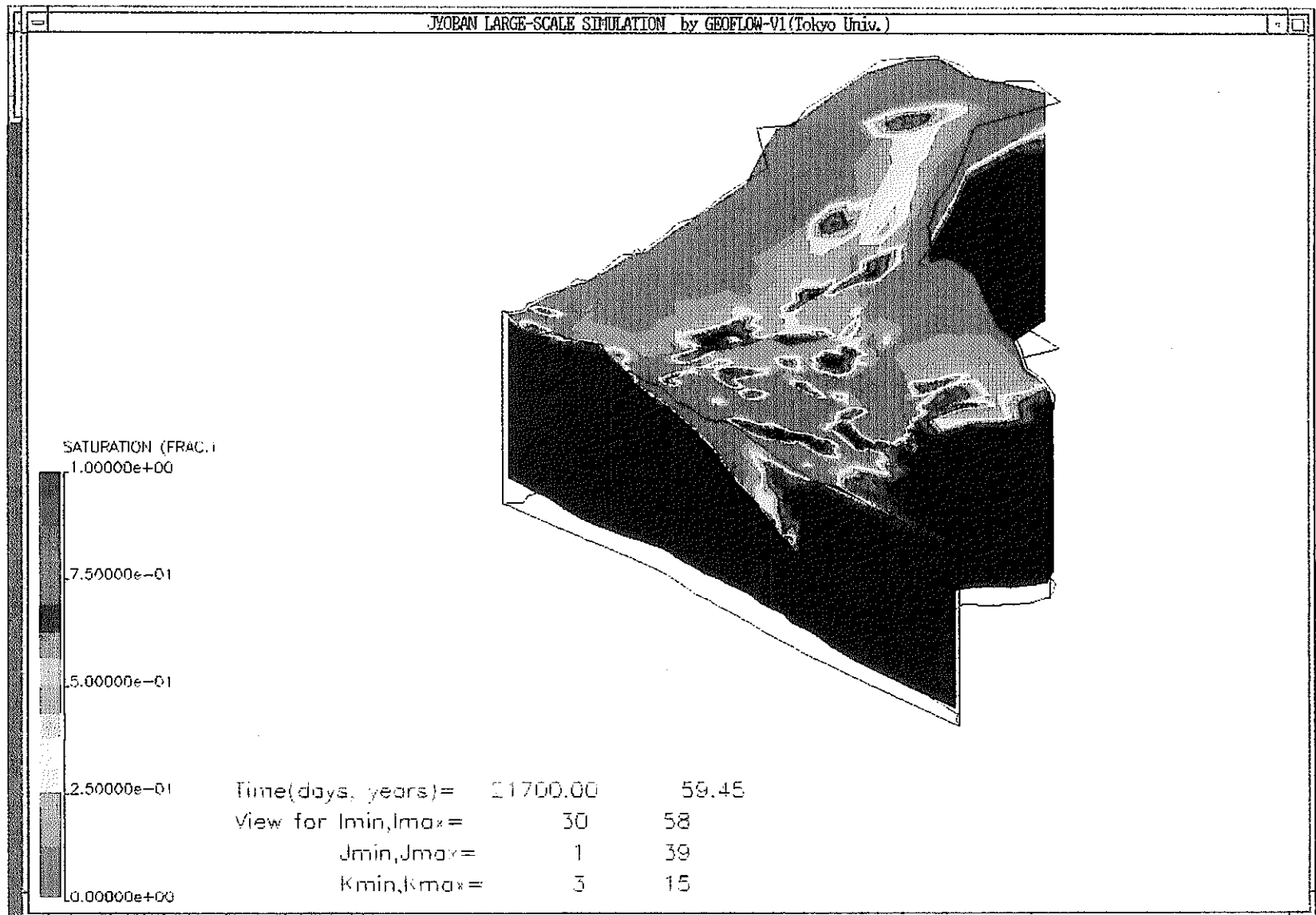
掘削後 14200 日 (38.90 年) の飽和率分布断面図 (J = 30 断面)



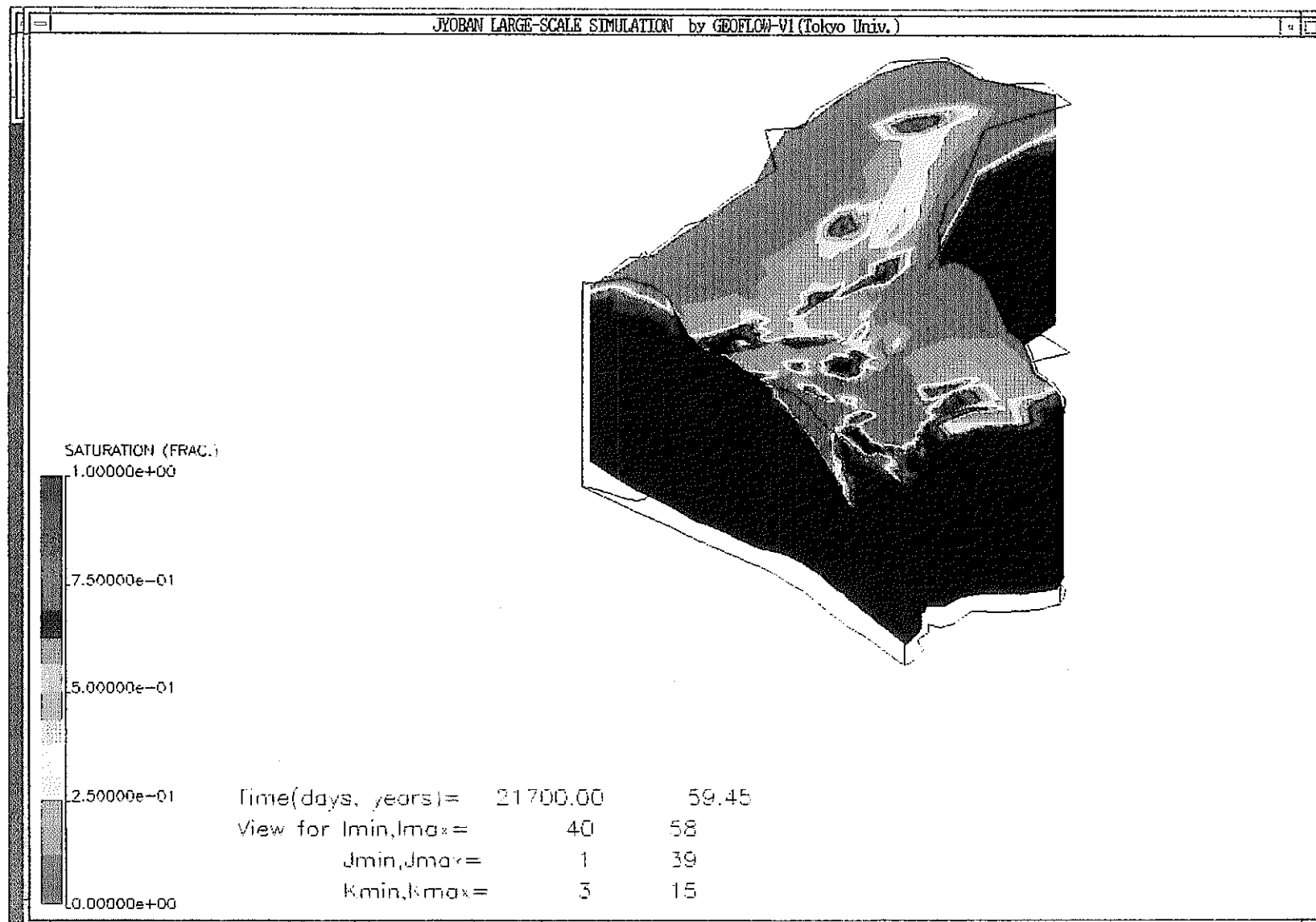
掘削後 21700 日 (59.45 年) の飽和率分布断面図 (I =10 断面)



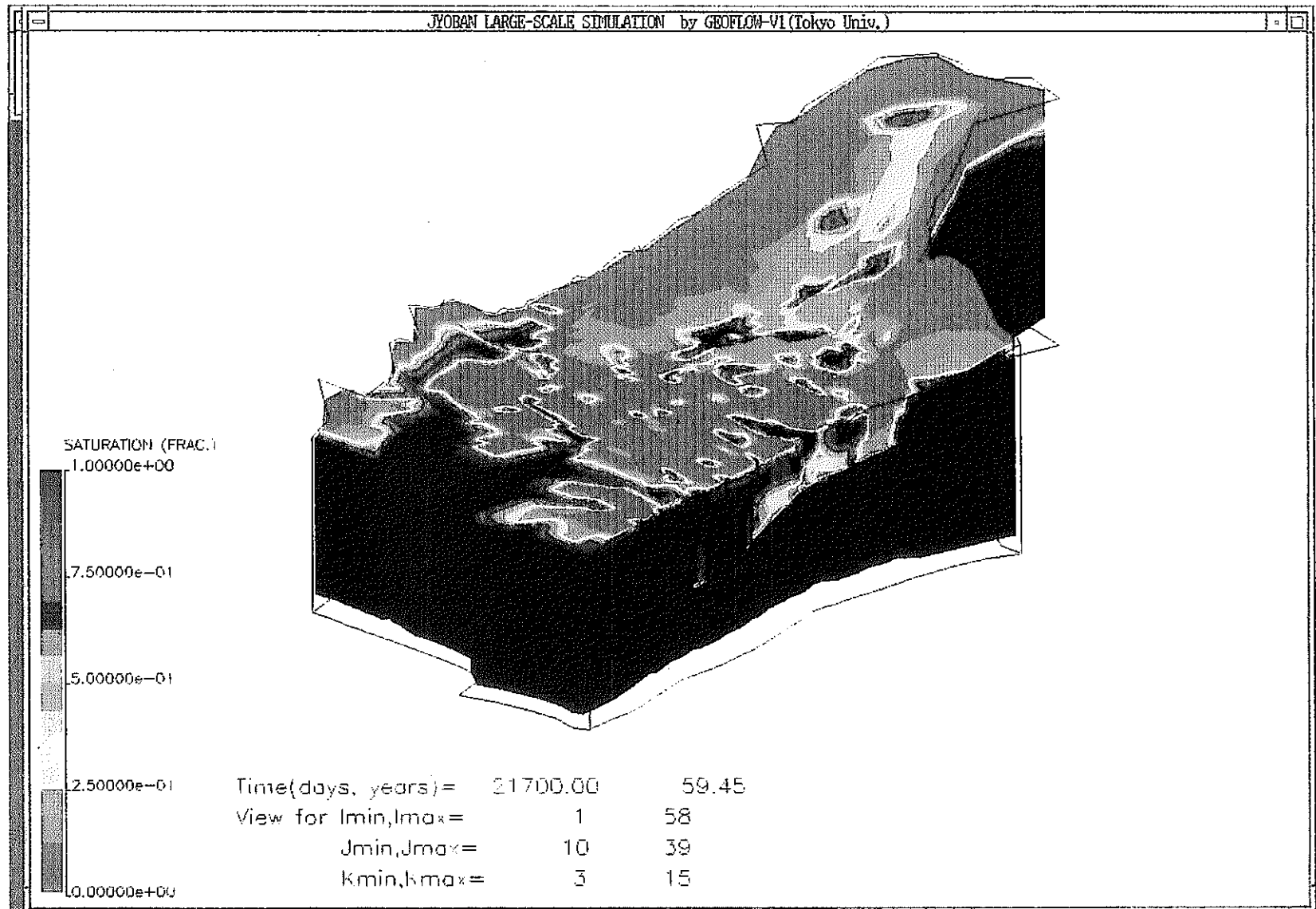
掘削後 21700 日 (59.45 年) の飽和率分布断面図 (I = 20 断面)



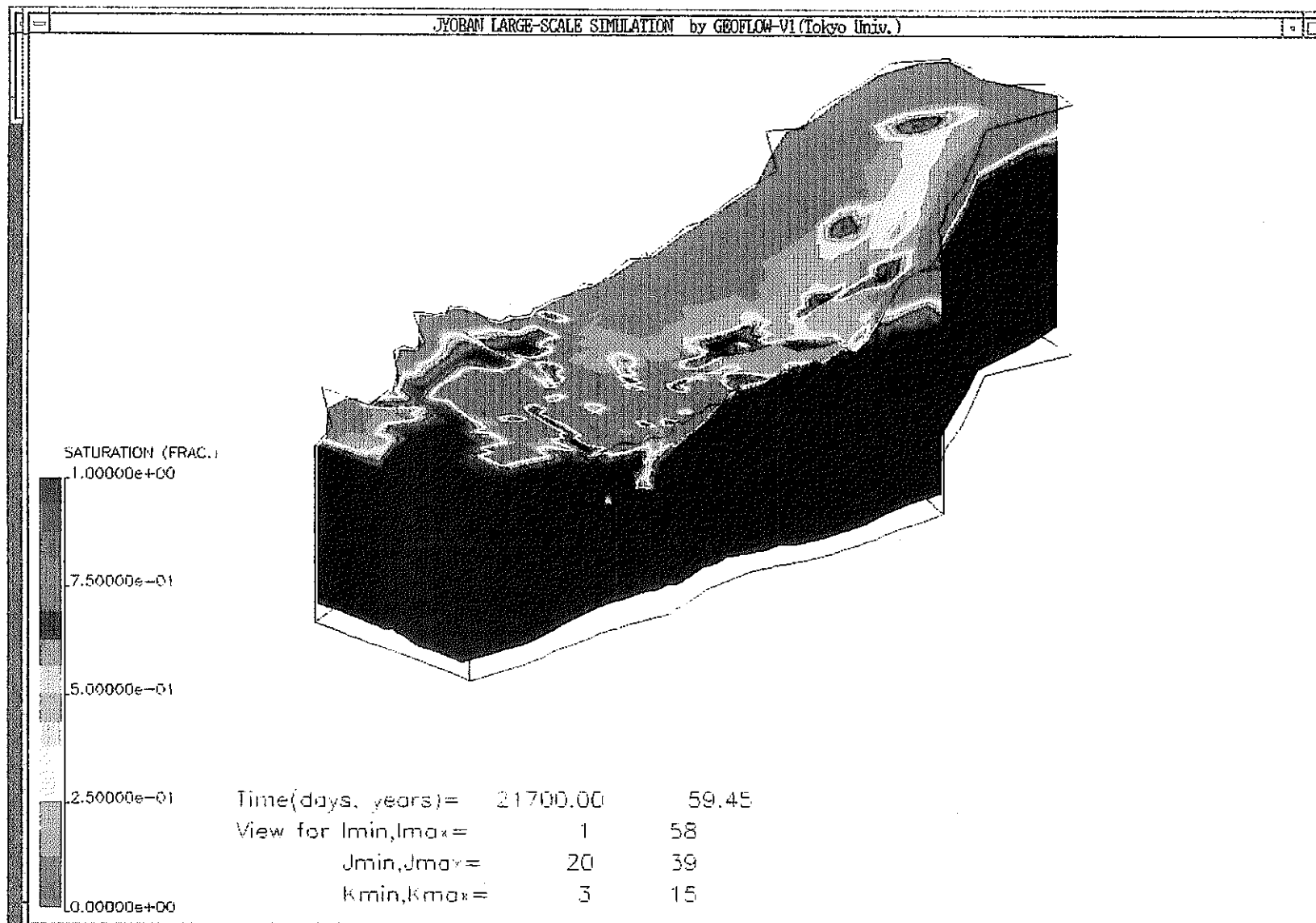
掘削後 21700 日 (59.45 年) の飽和率分布断面図 (I = 30 断面)



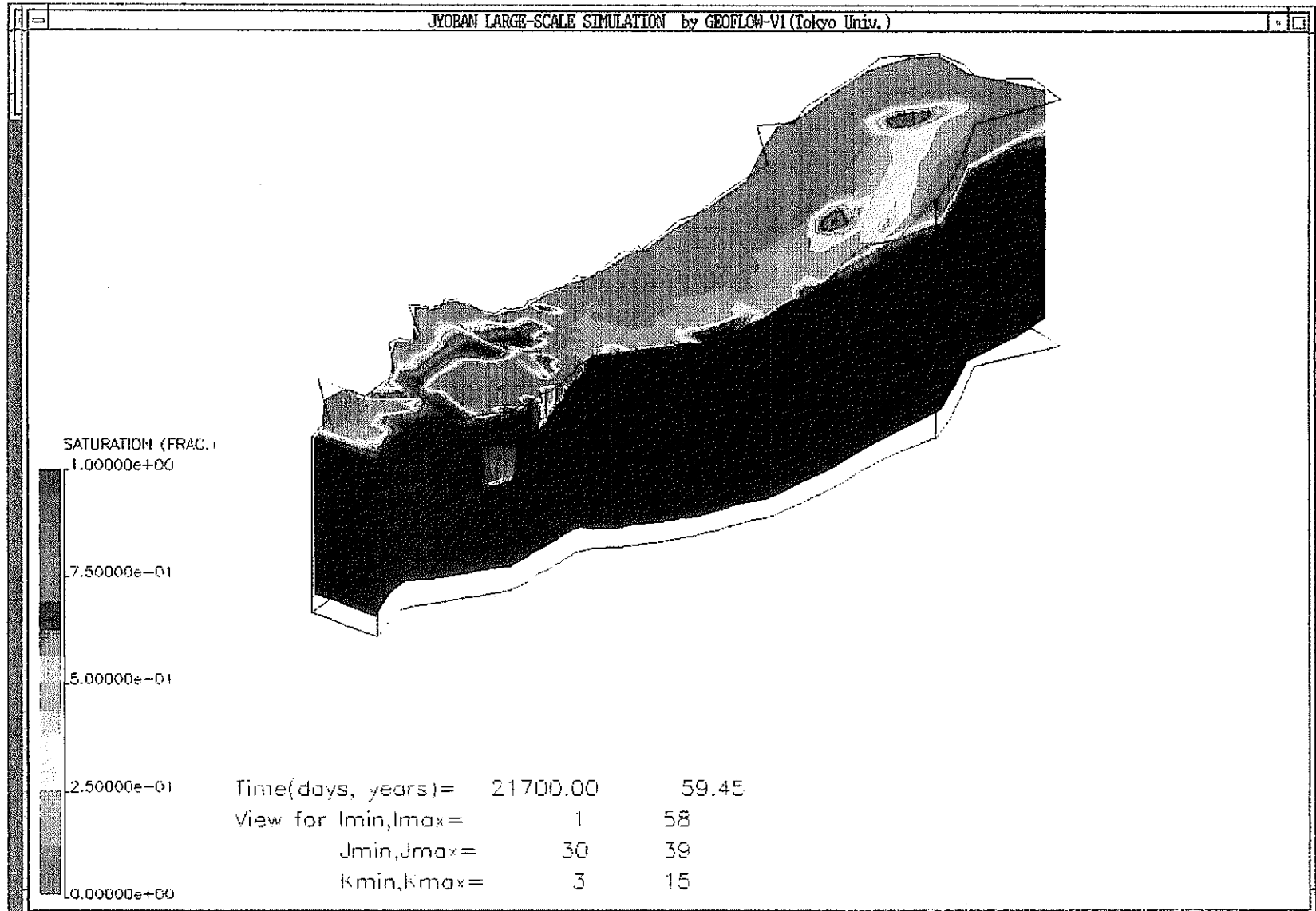
掘削後 21700 日 (59.45 年) の飽和率分布断面図 (I = 40 断面)



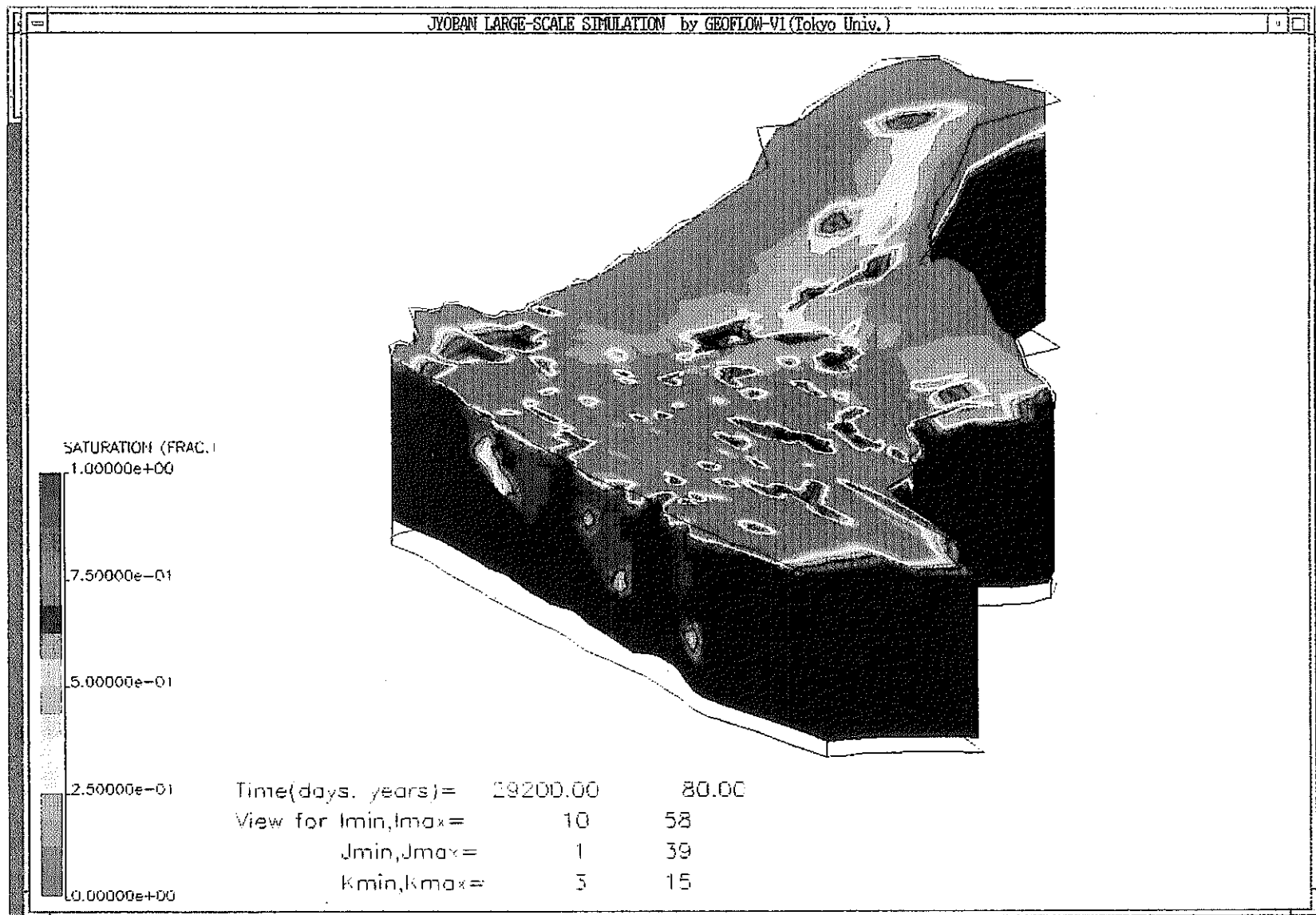
掘削後 21700 日 (59.45 年) の飽和率分布断面図 (J = 10 断面)



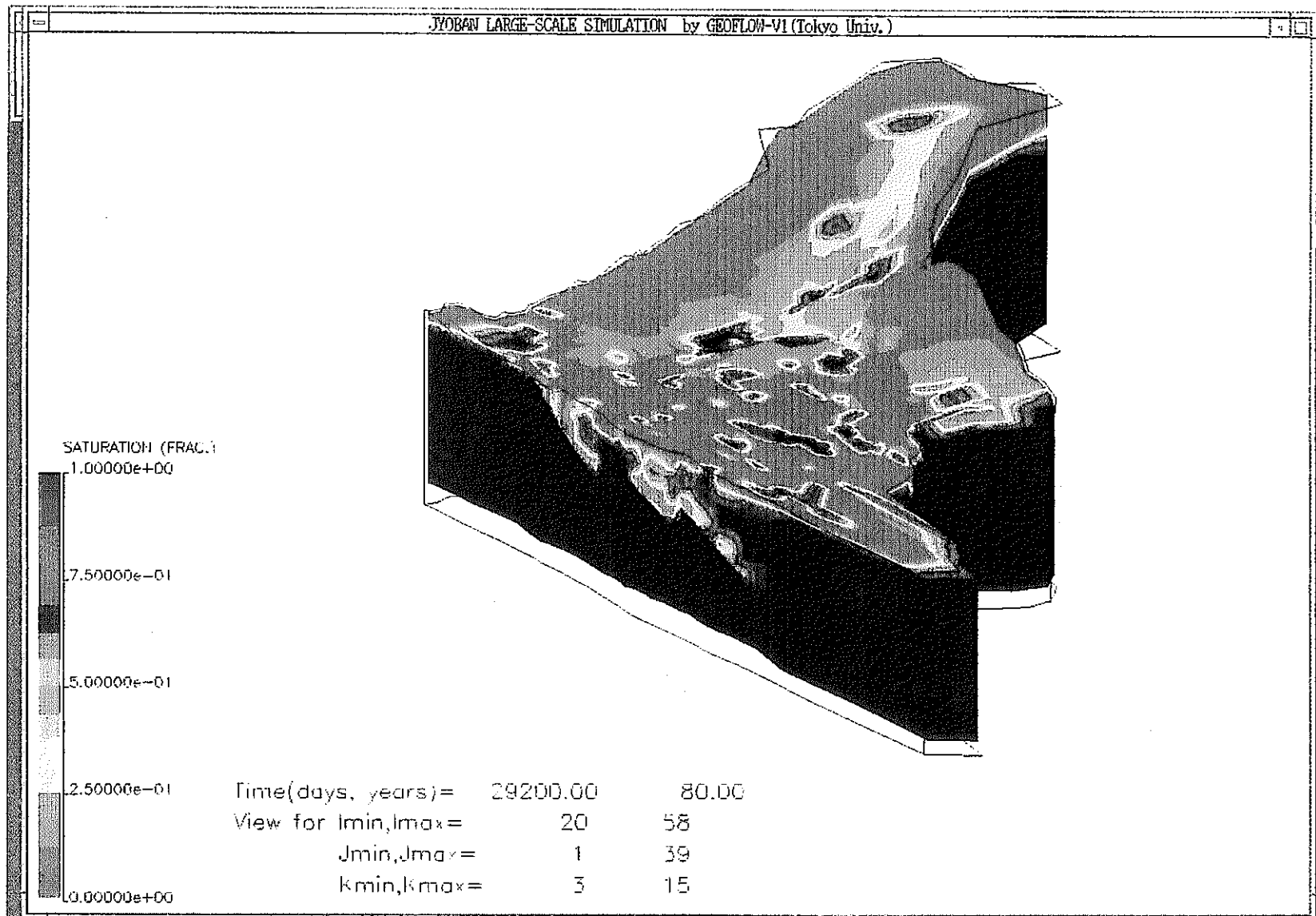
掘削後 21700 日 (59.45 年) の飽和率分布断面図 (J = 20 断面)



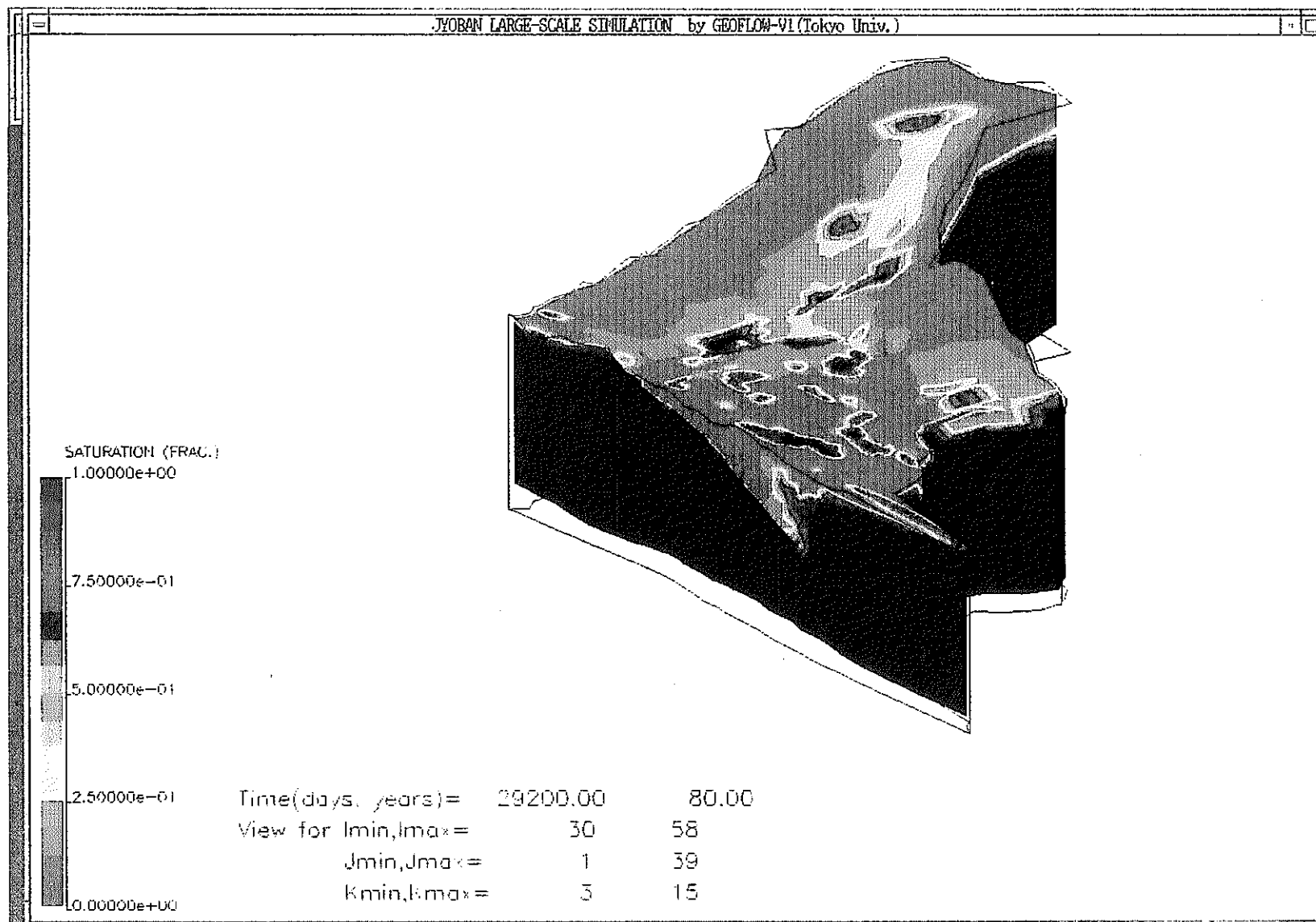
掘削後 21700 日 (59.45 年) の飽和率分布断面図 (J = 30 断面)



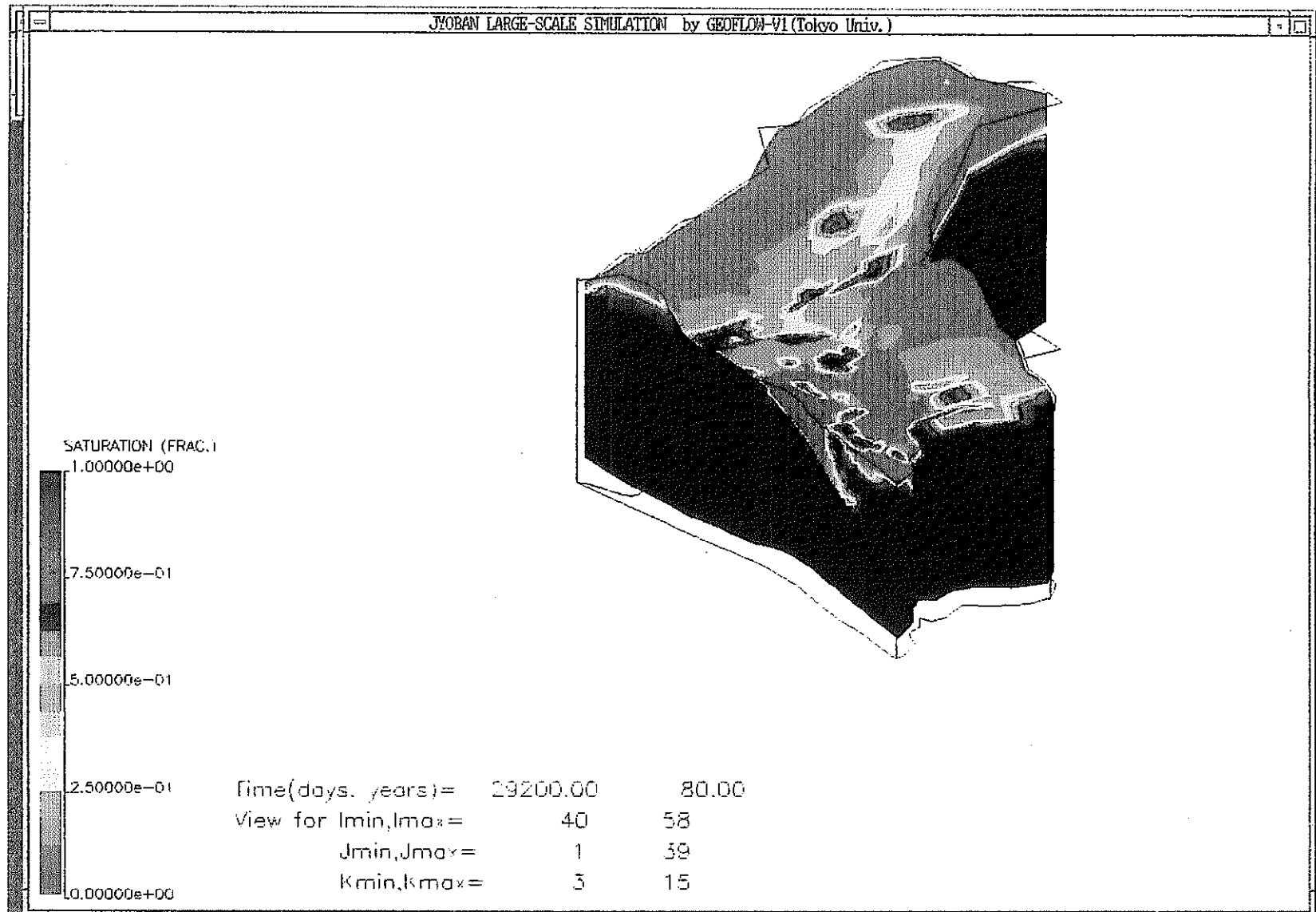
掘削後 29200 日 (80.00 年) の飽和率分布断面図 (I = 10 断面)



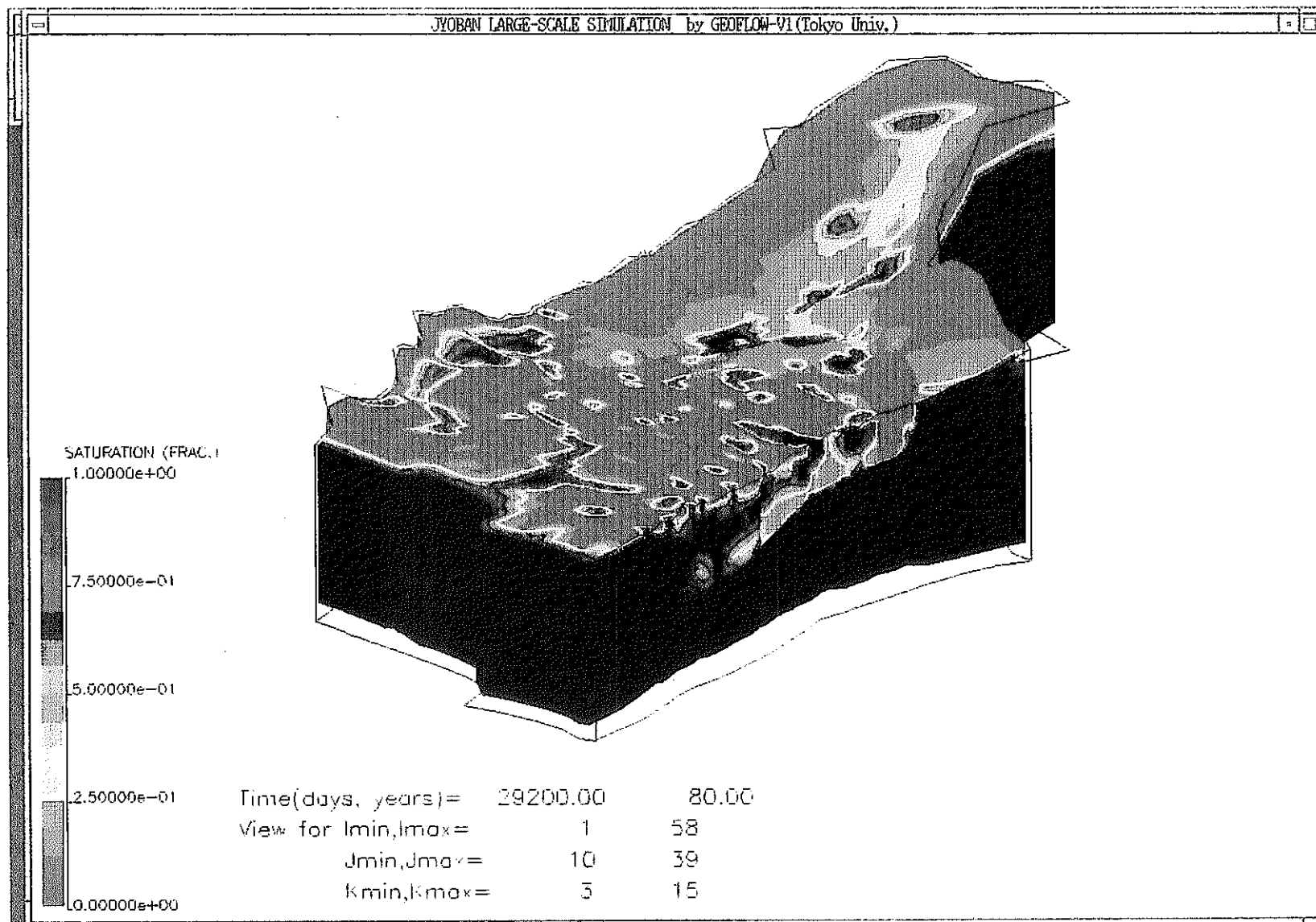
掘削後 29200 日 (80.00 年) の飽和率分布断面図 (I = 20 断面)



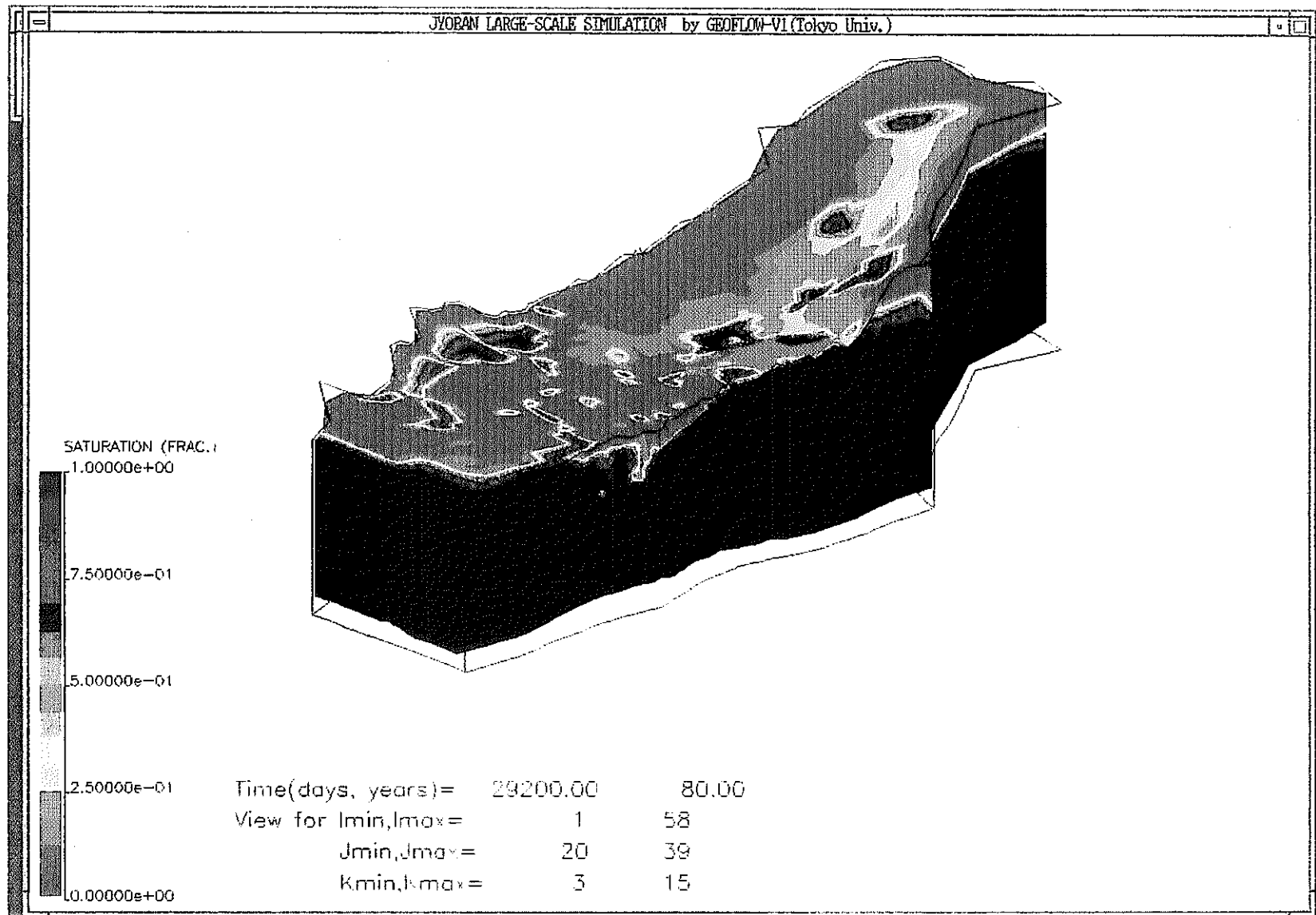
掘削後 29200 日 (80.00 年) の飽和率分布断面図 (I = 30 断面)



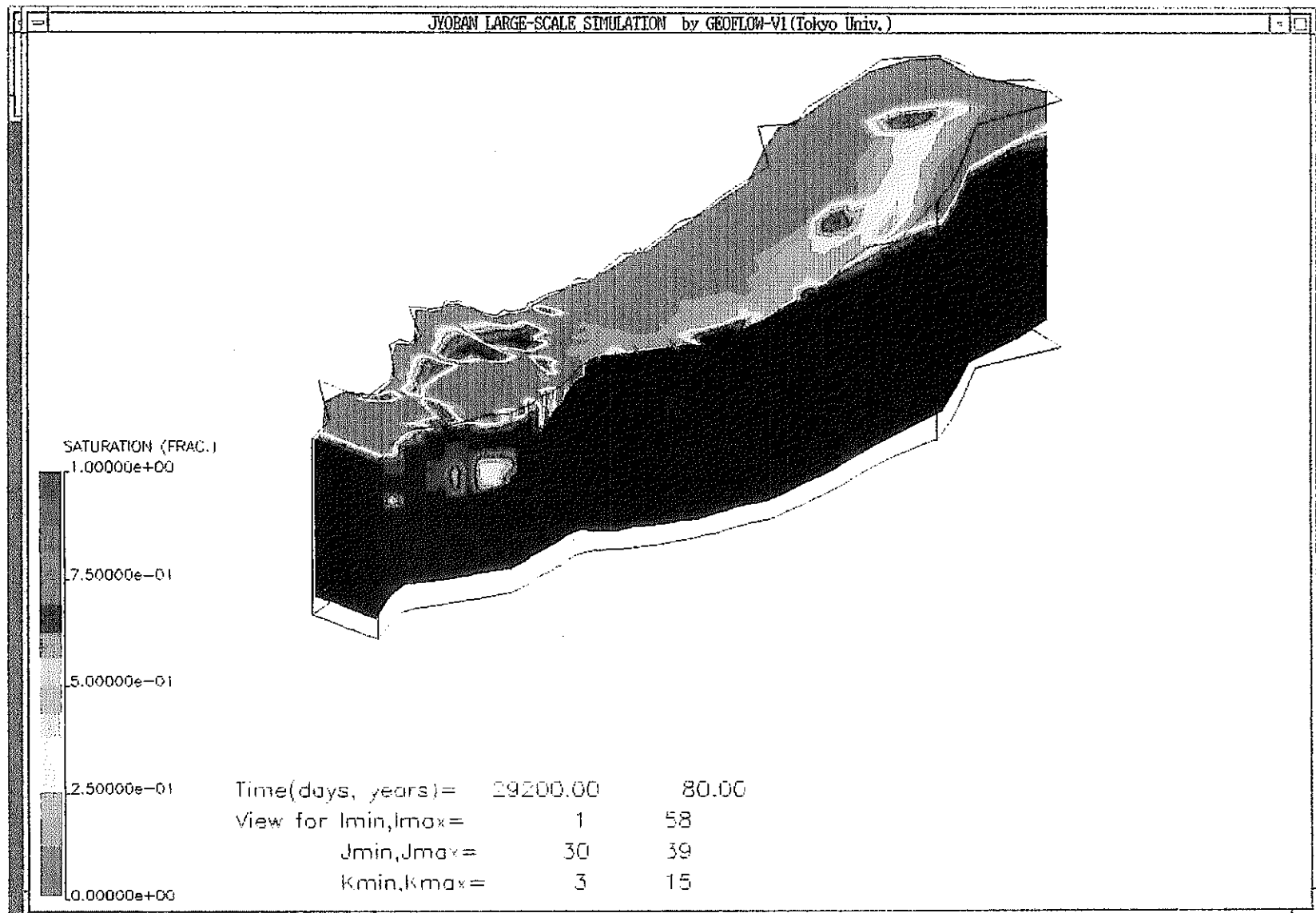
掘削後 29200 日 (80.00 年) の飽和率分布断面図 (I = 40 断面)



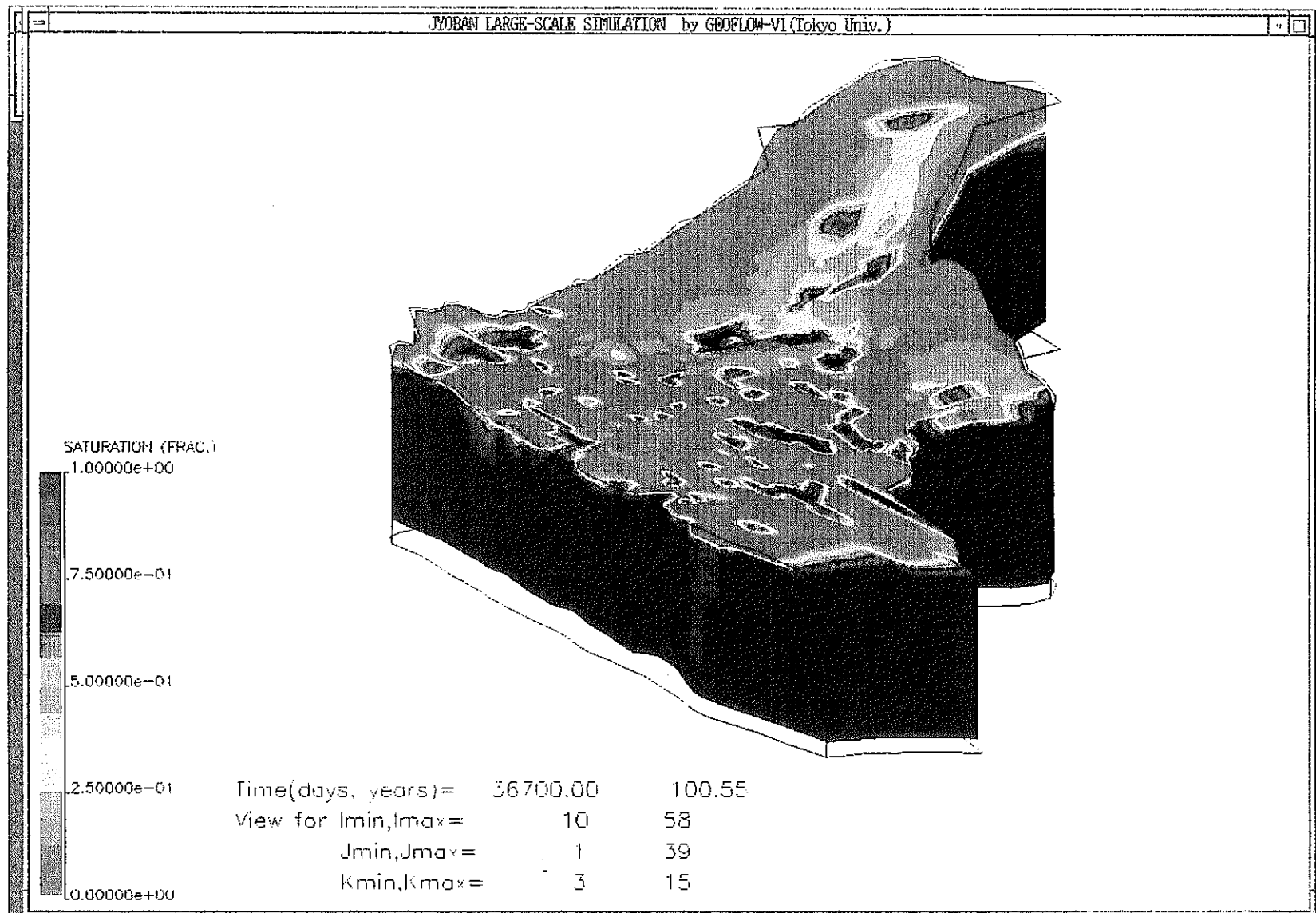
掘削後 29200 日 (80.00 年) の飽和率分布断面図 (J = 10 断面)



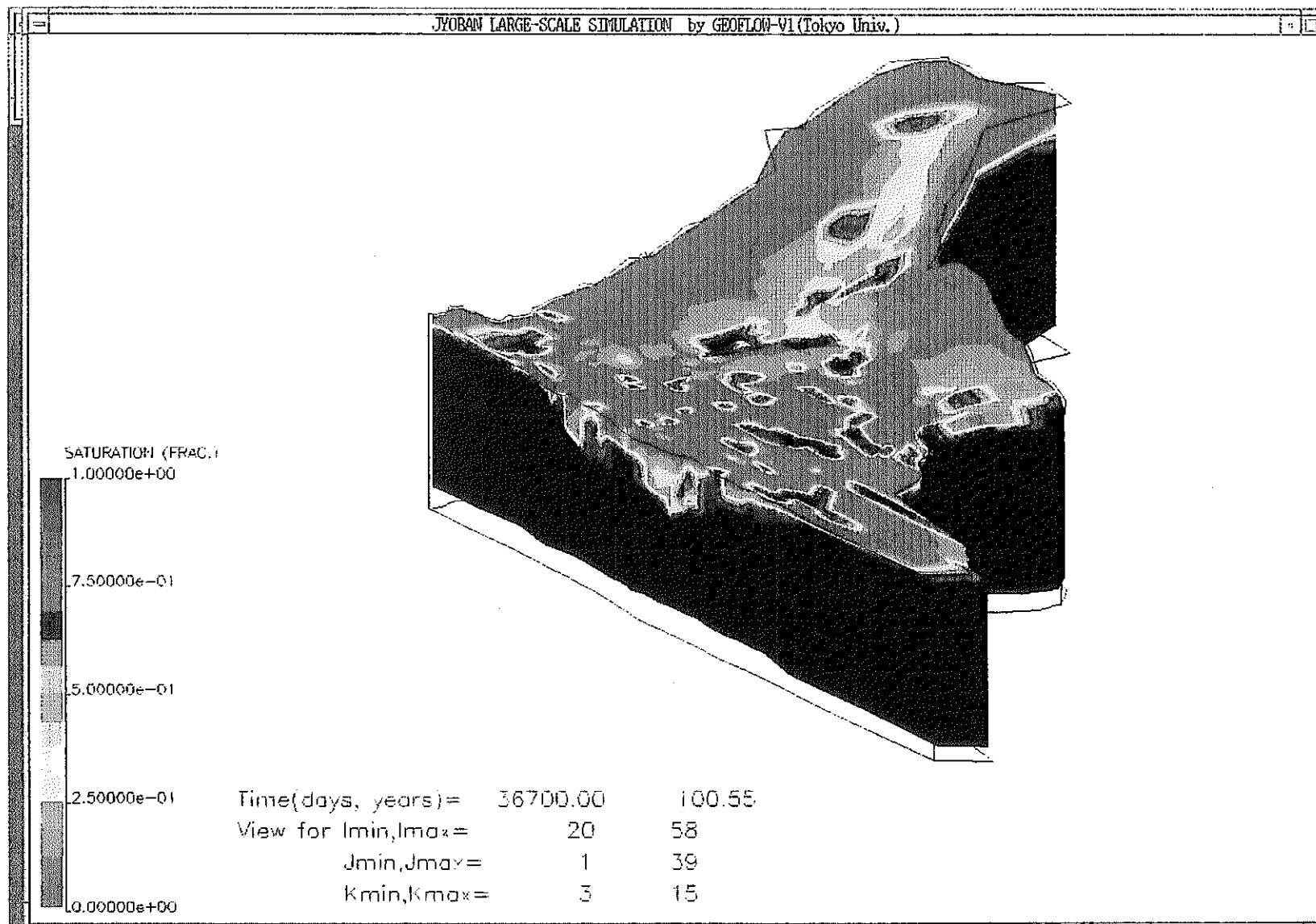
掘削後 29200 日 (80.00 年) の飽和率分布断面図 (J = 20 断面)



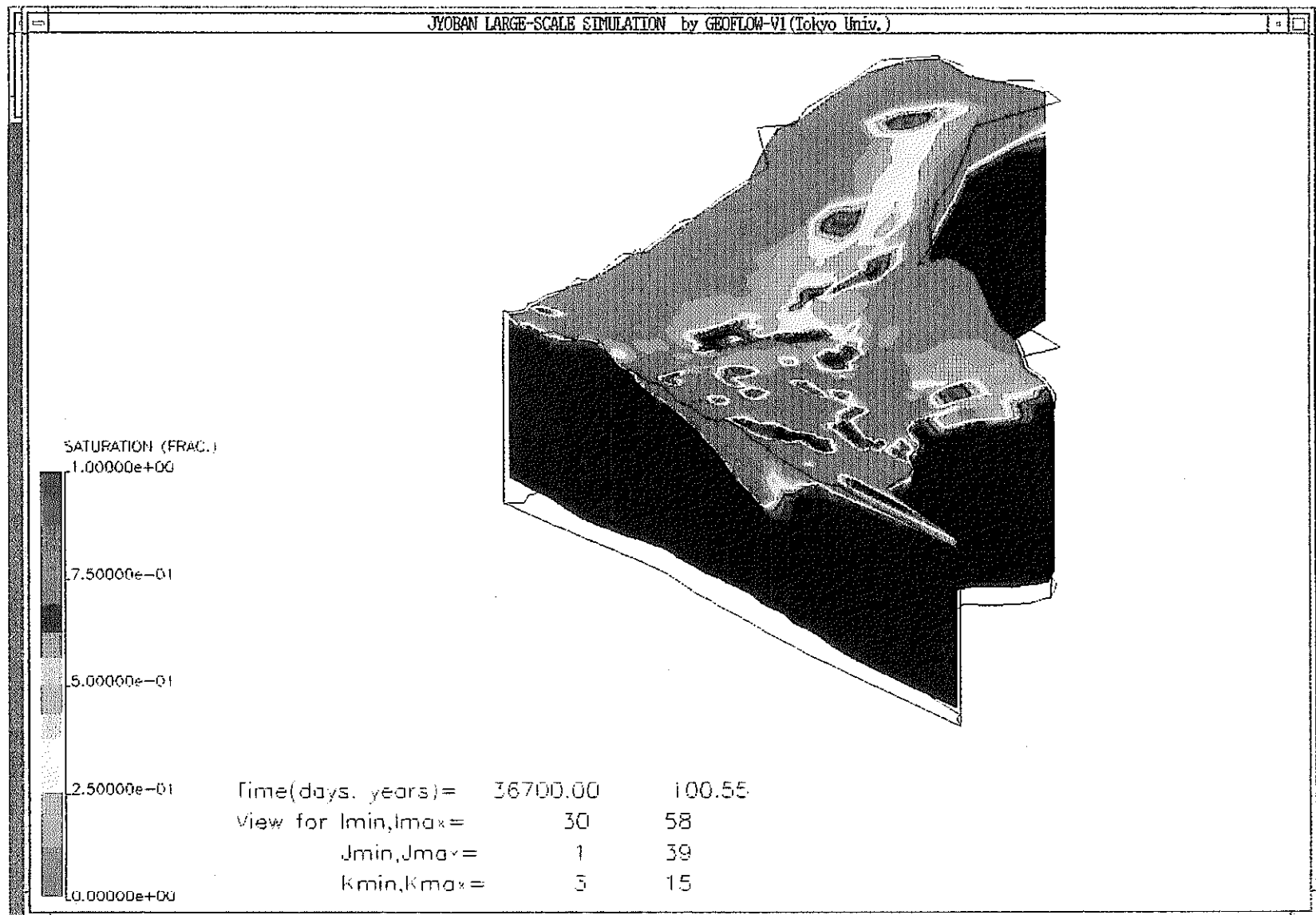
掘削後 29200 日 (80.00 年) の飽和率分布断面図 (J = 30 断面)



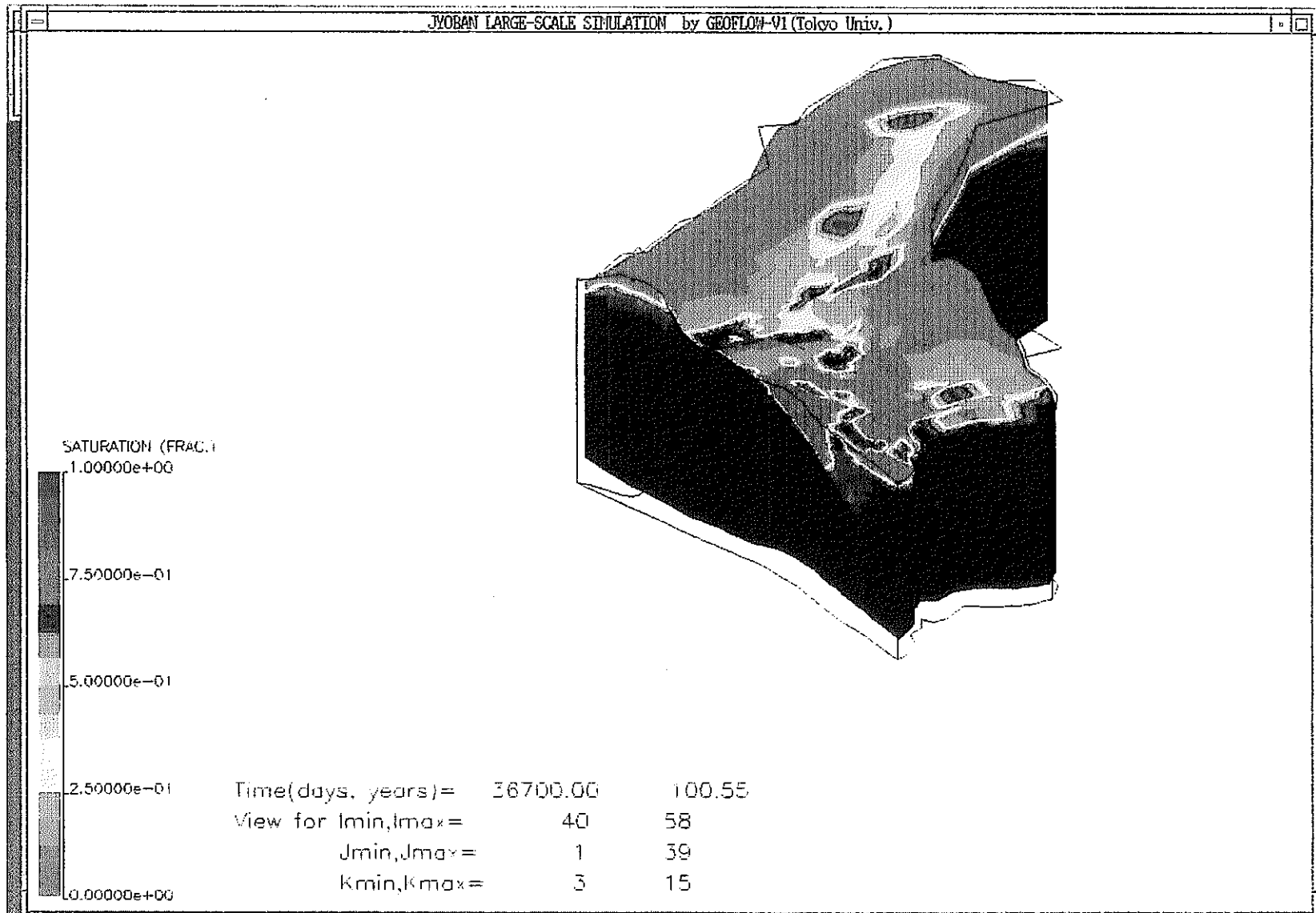
掘削後 36700 日 (100.55 年) の飽和率分布断面図 (I = 10 断面)



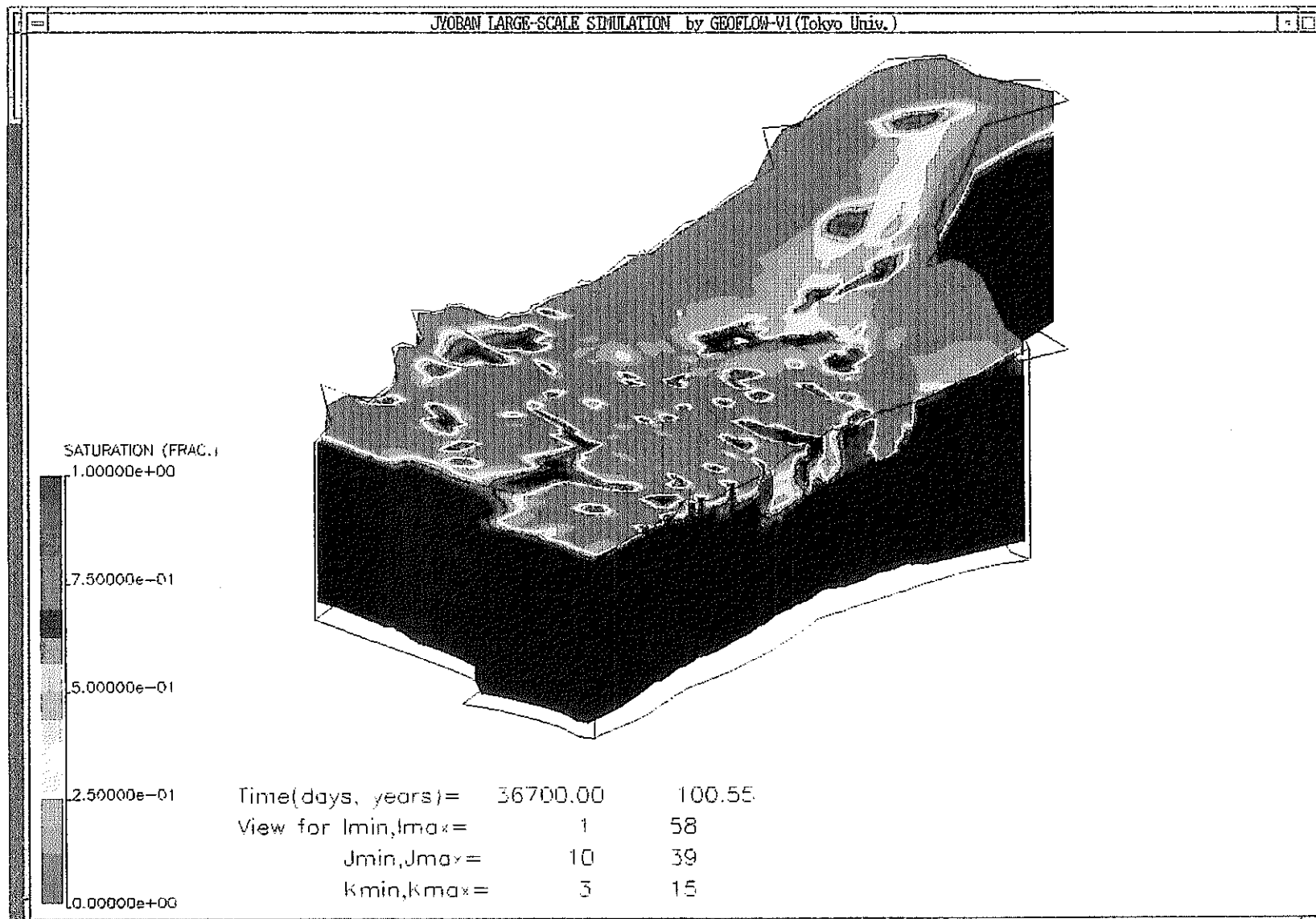
掘削後 36700 日 (100.55 年) の飽和率分布断面図 (I = 20 断面)



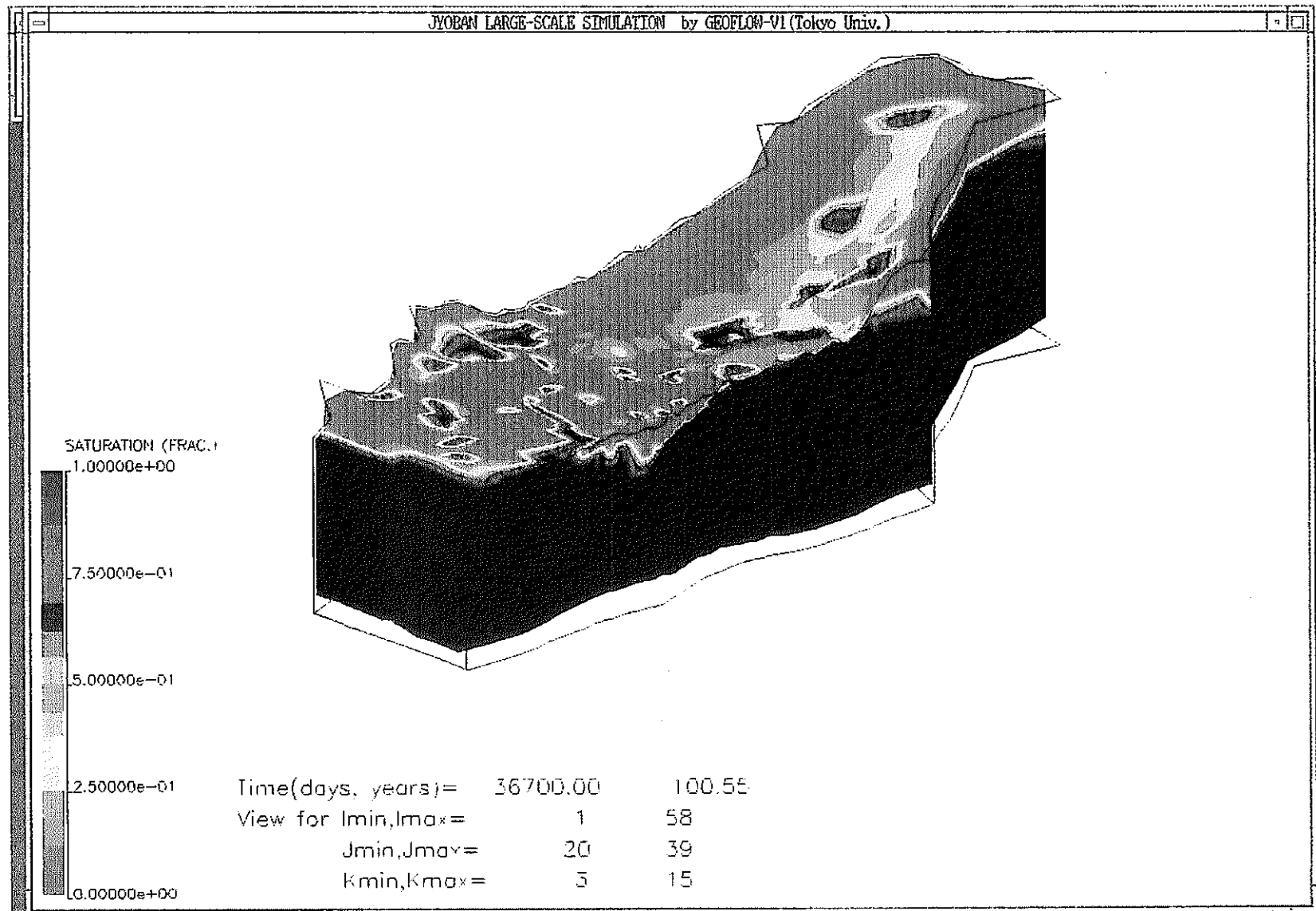
掘削後 36700 日 (100.55 年) の飽和率分布断面図 (I = 30 断面)



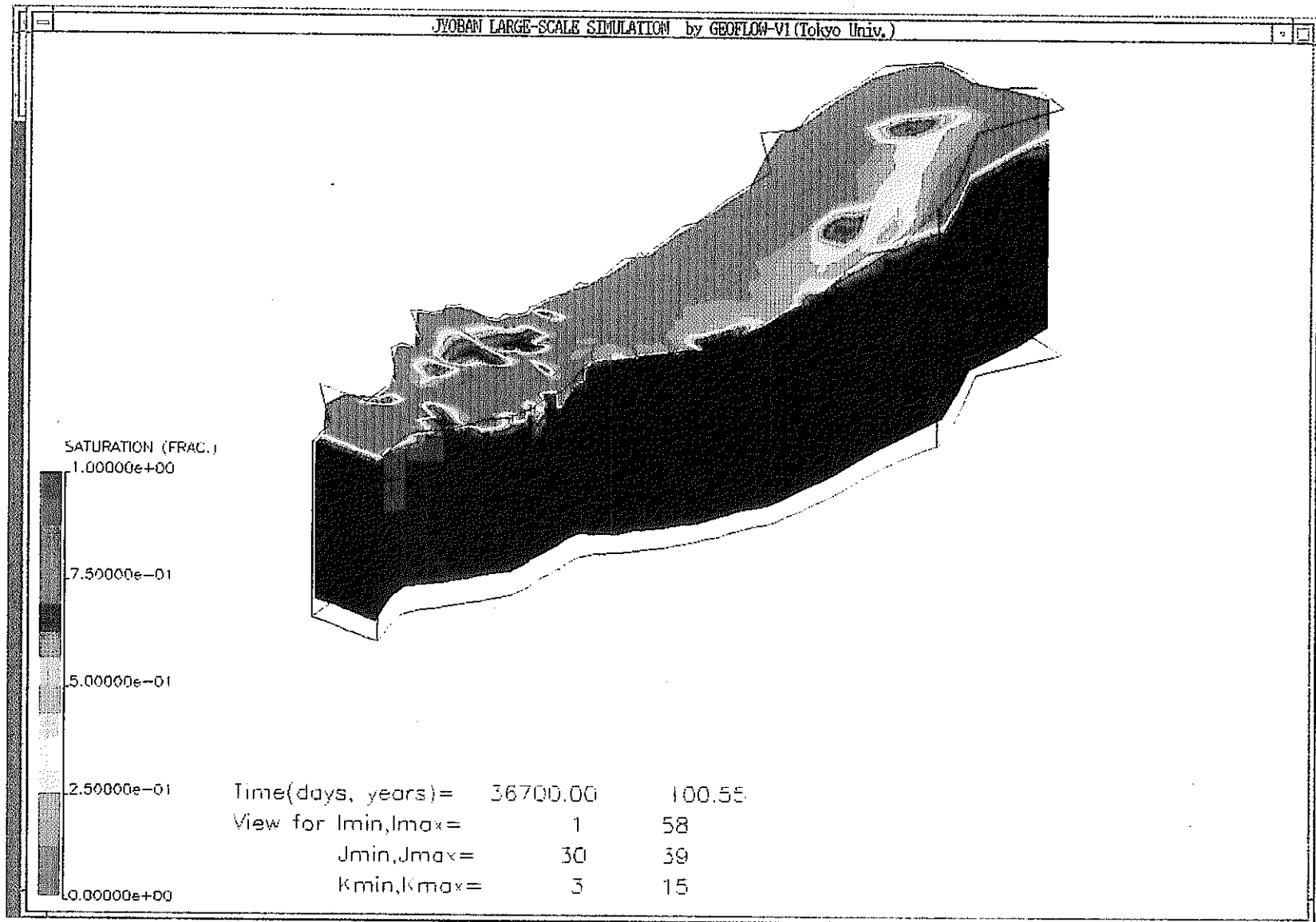
掘削後 36700 日 (100.55 年) の飽和率分布断面図 (I = 40 断面)



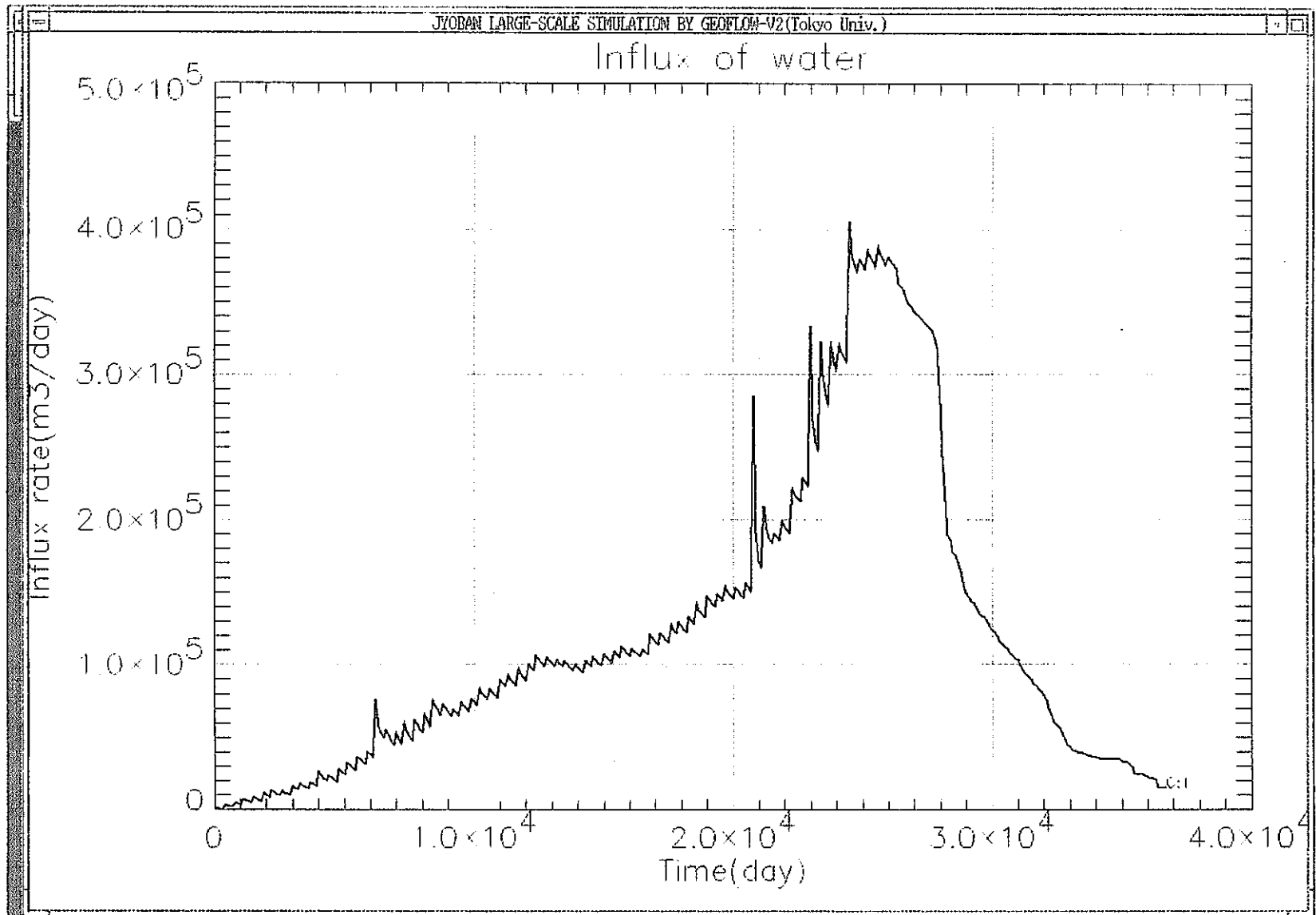
掘削後 36700 日 (100.55 年) の飽和率分布断面図 (J = 10 断面)



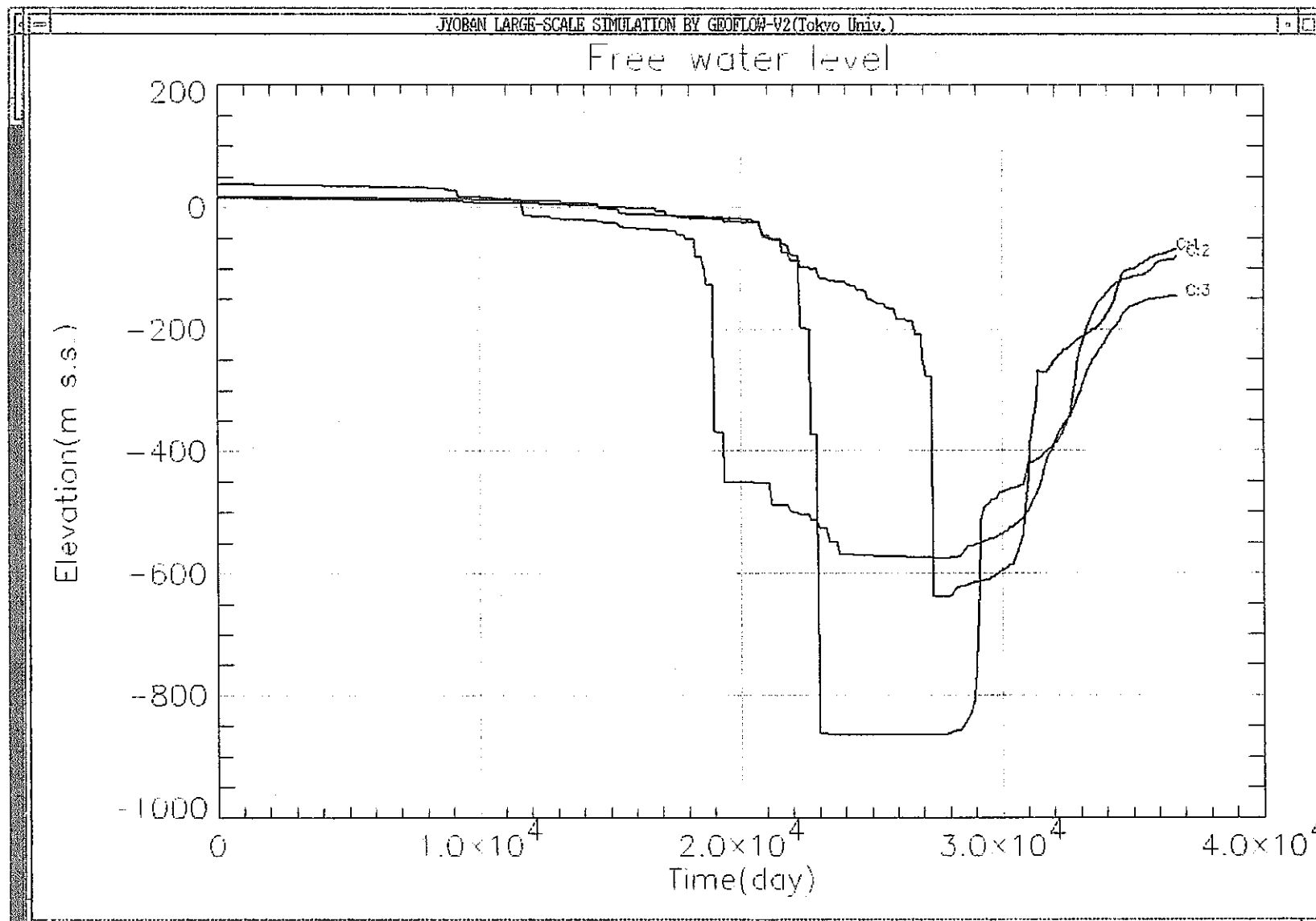
掘削後 36700 日 (100.55 年) の飽和率分布断面図 (J = 20 断面)



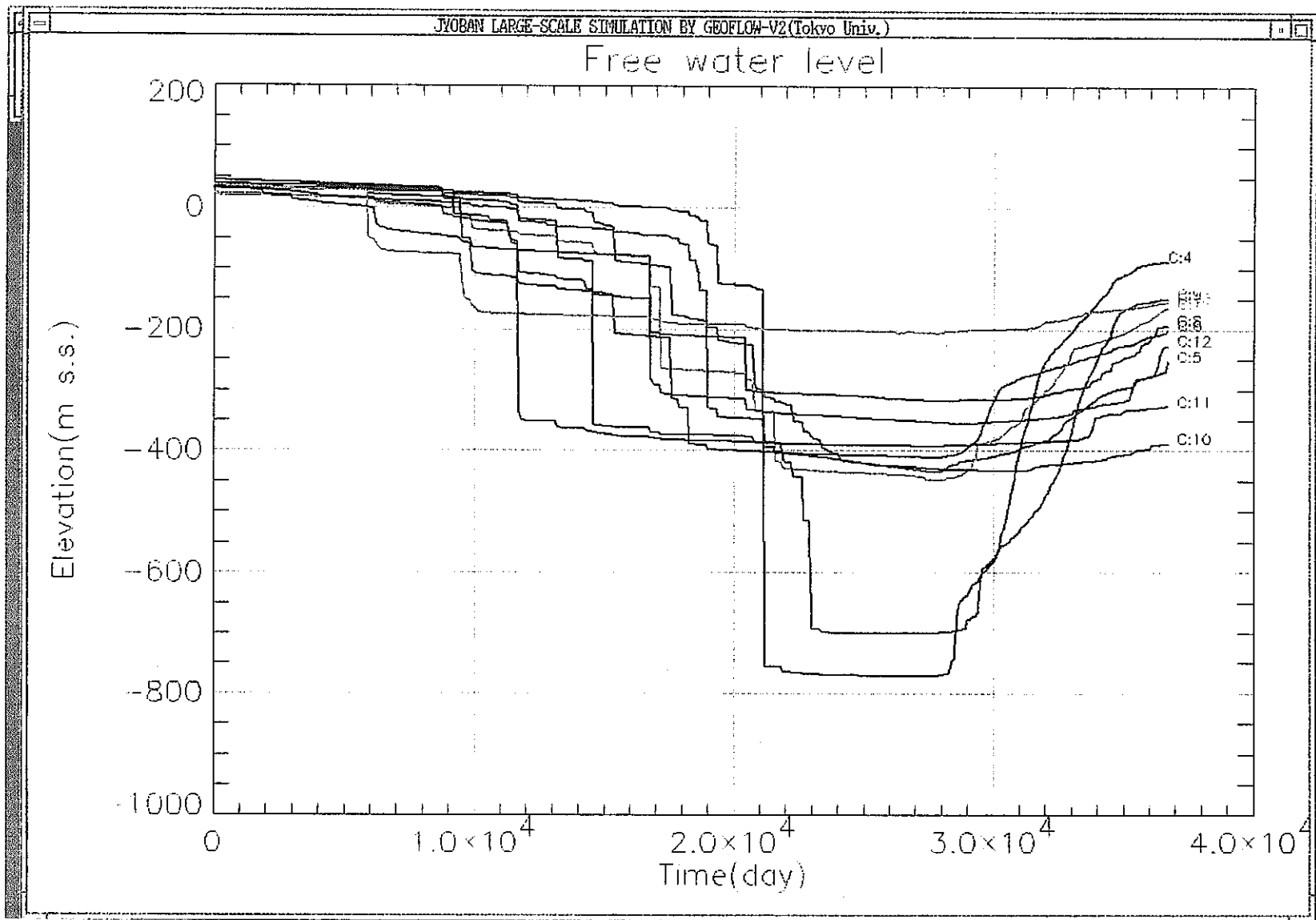
掘削後 36700 日 (100.55 年) の飽和率分布断面図 (J = 30 断面)



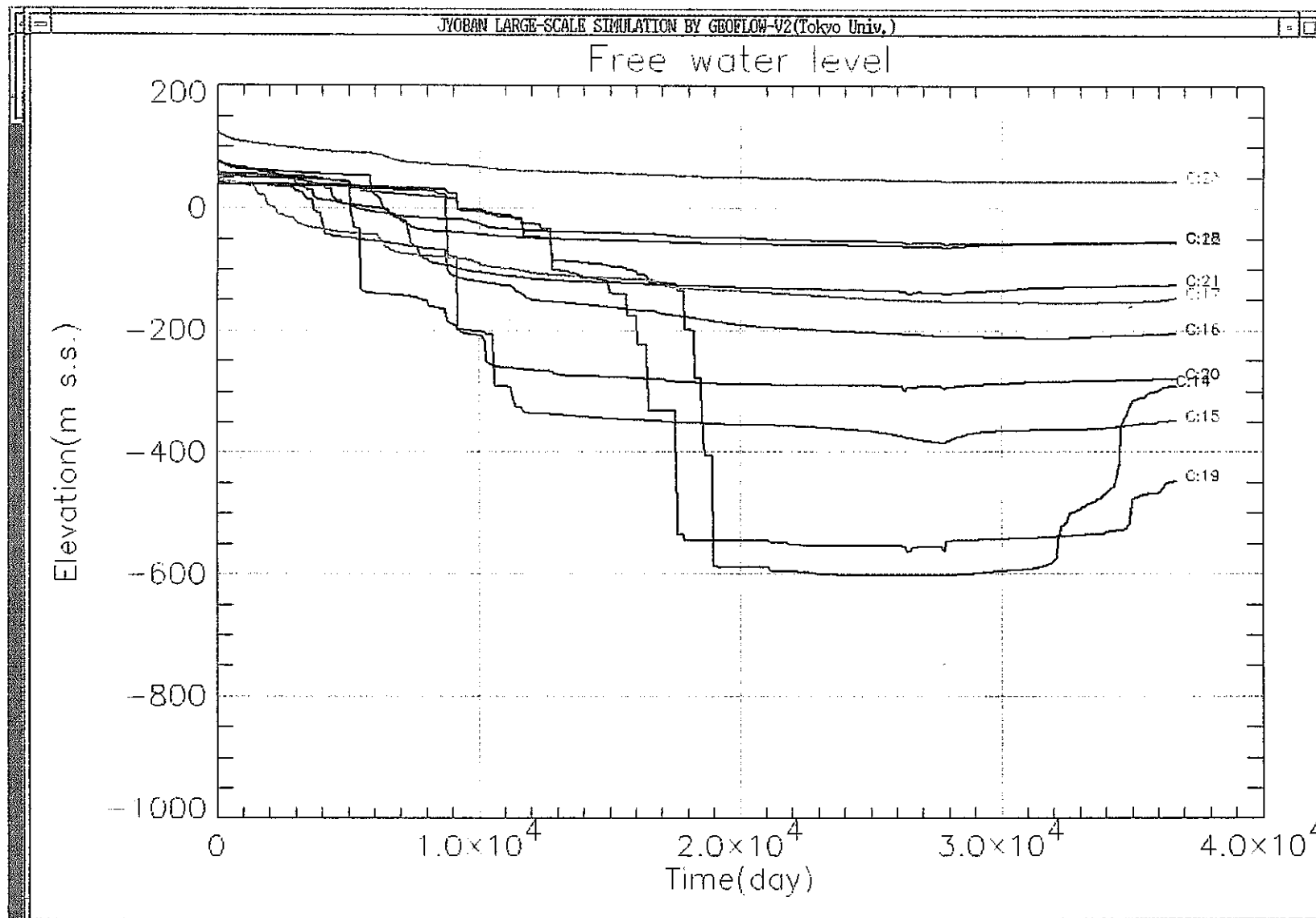
掘削時および再冠水後の坑内湧水量の変化



掘削時および再冠水後の地下水位変化 (観測点C 1~C 3)

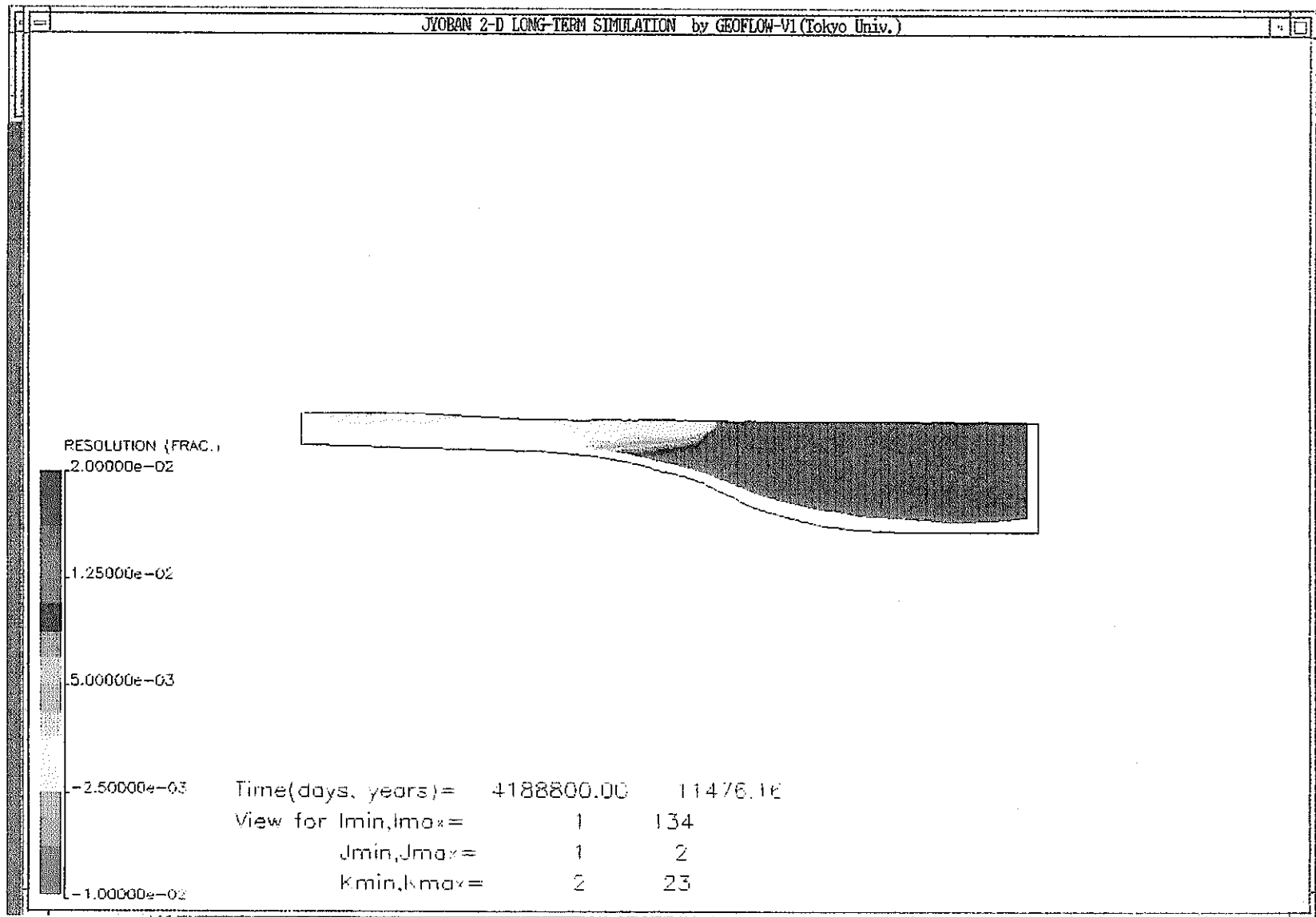


掘削時および再冠水後の地下水位変化 (観測点 C 4~C 13)

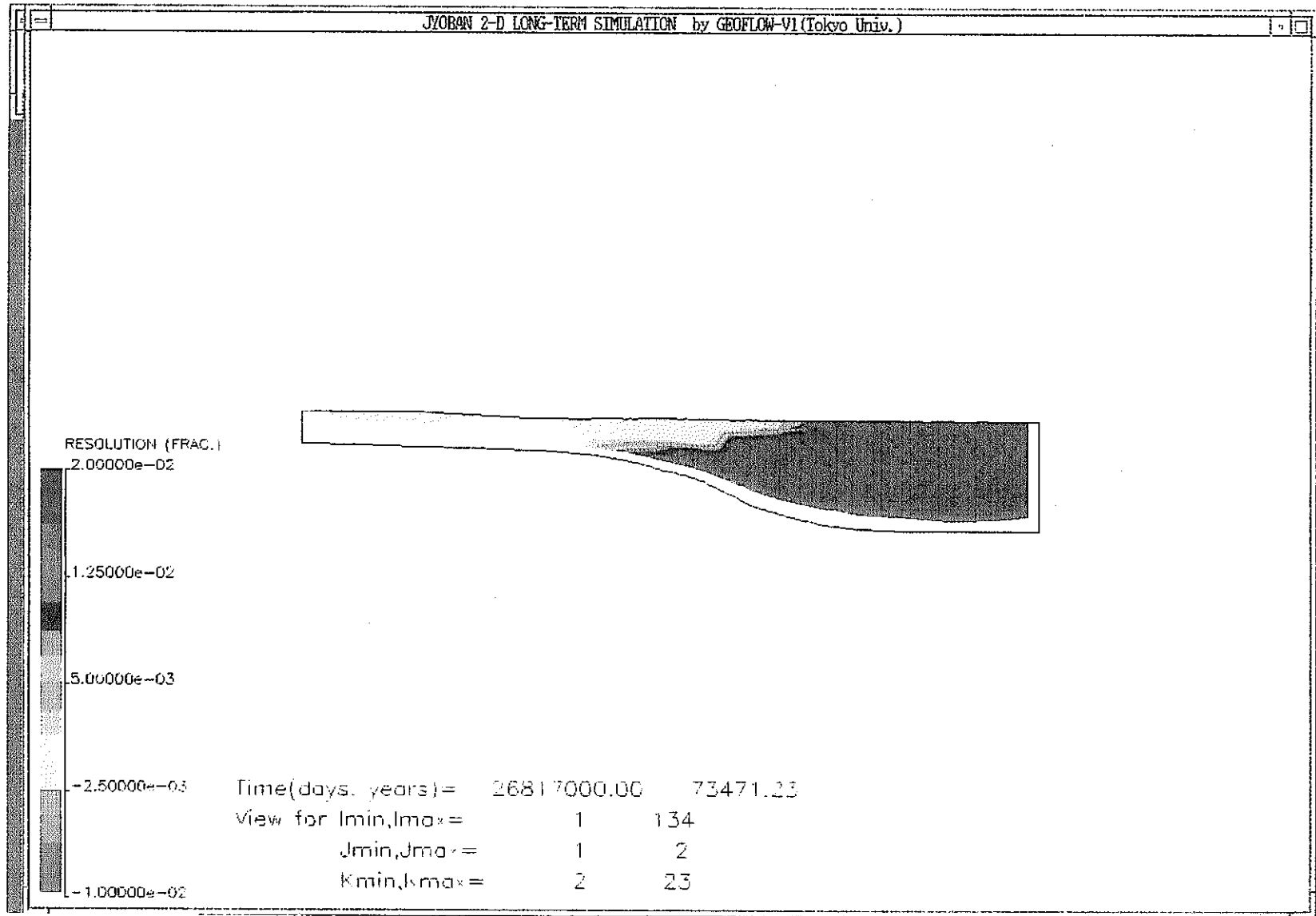


掘削時および再冠水後の地下水位変化 (観測点 C 14~C 23)

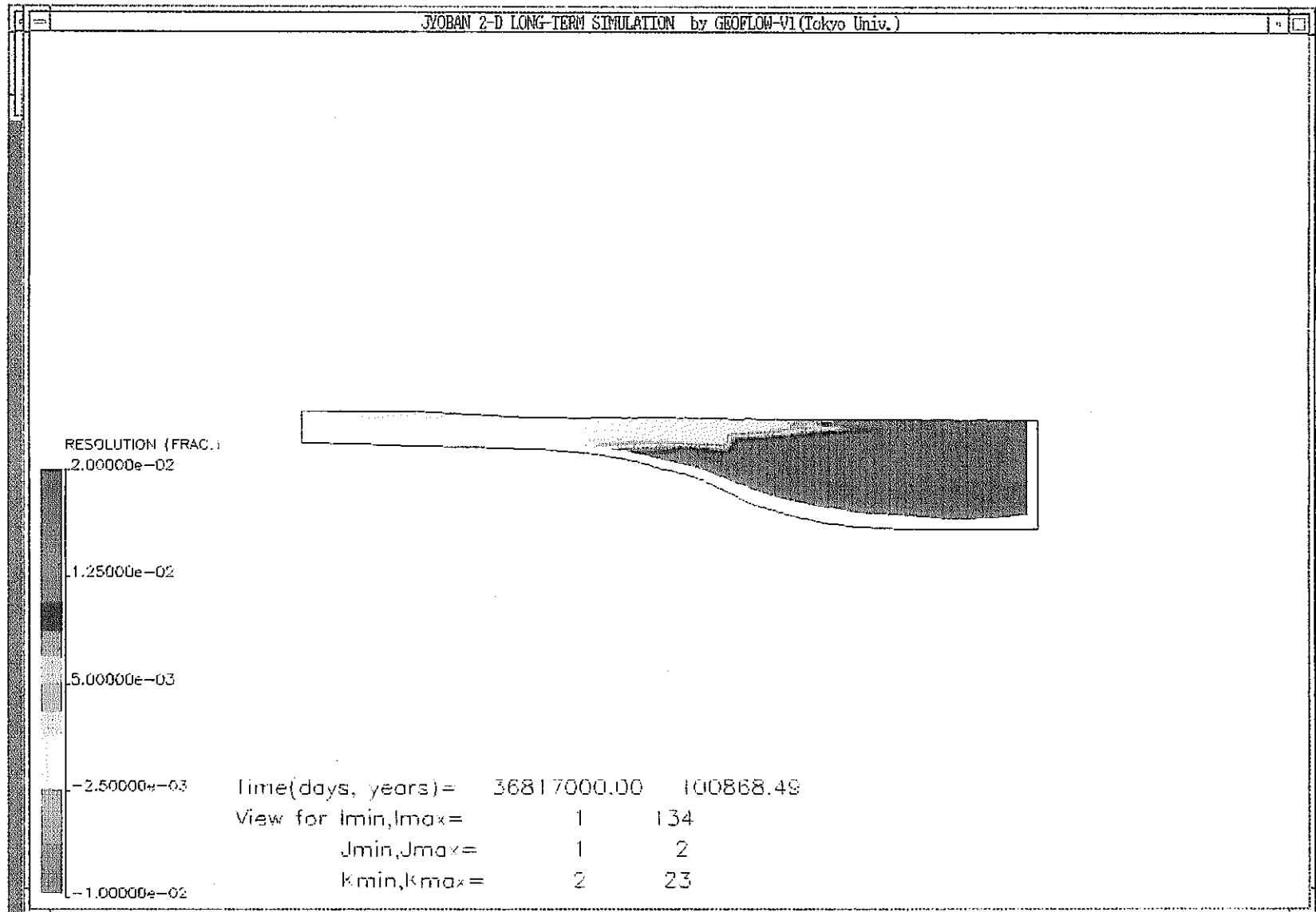
海域を含む二次元広域シミュレーション結果出力図



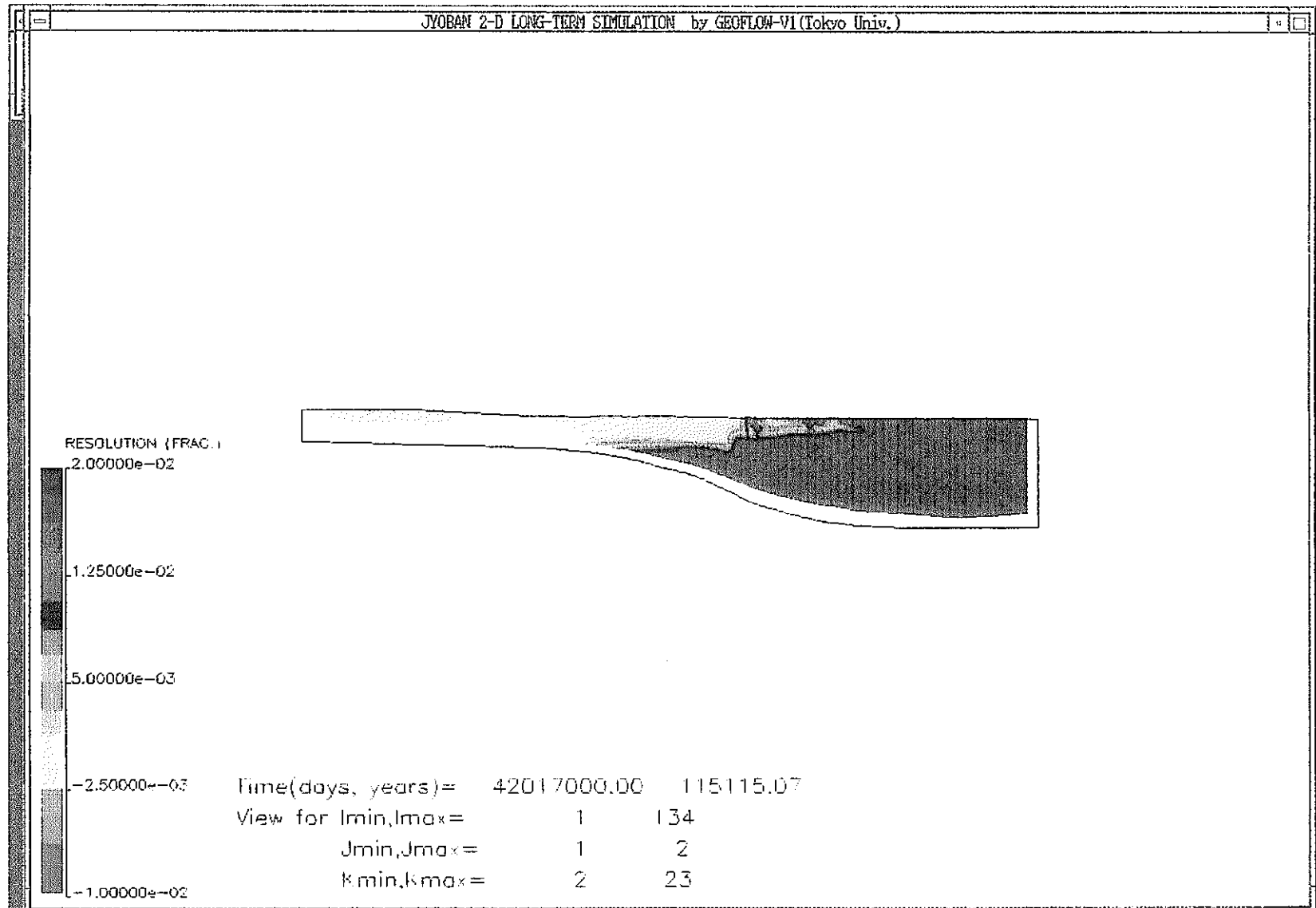
初期状態の塩分濃度分布図



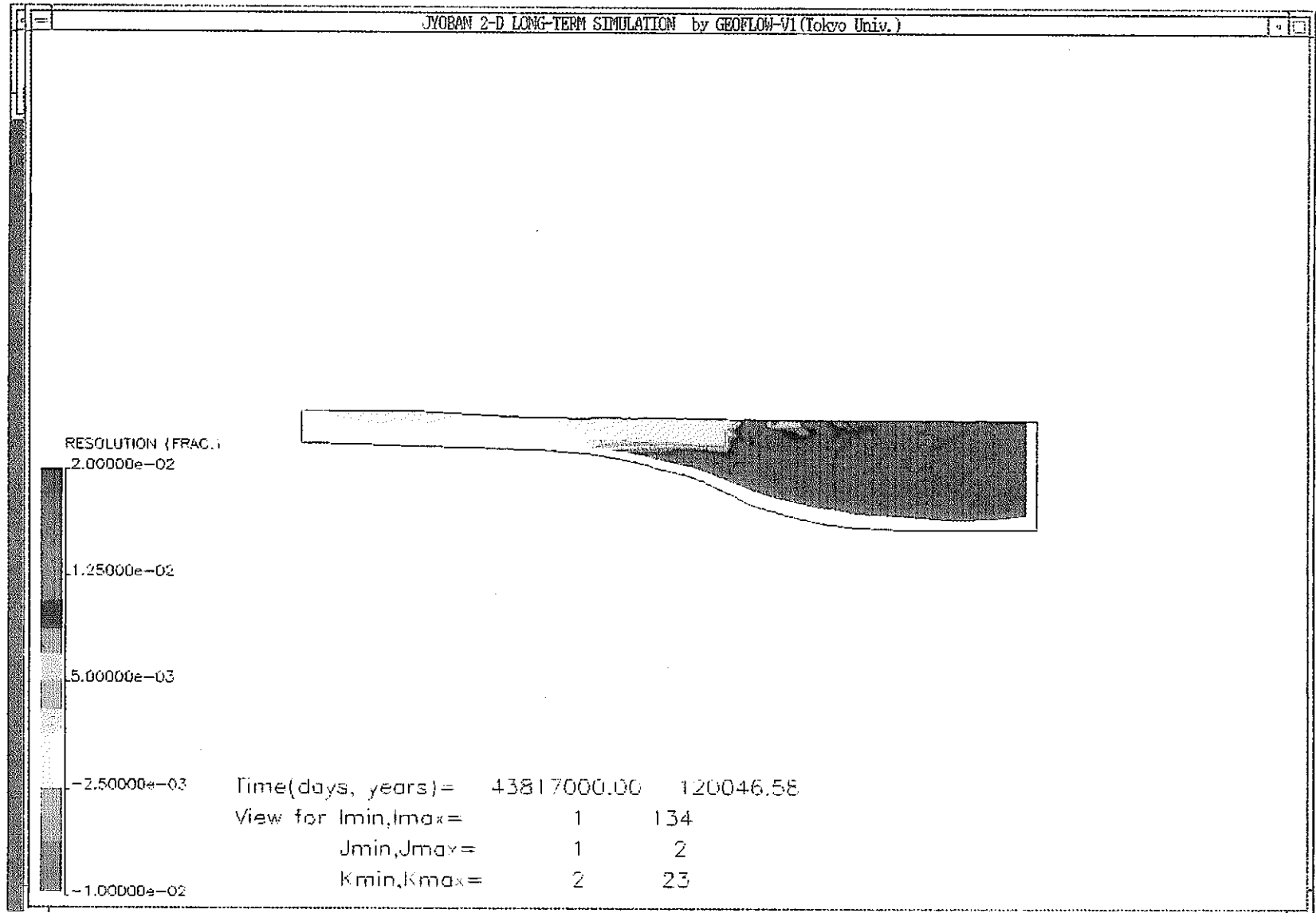
約 73000 年後 (海退期) の塩分濃度分布図



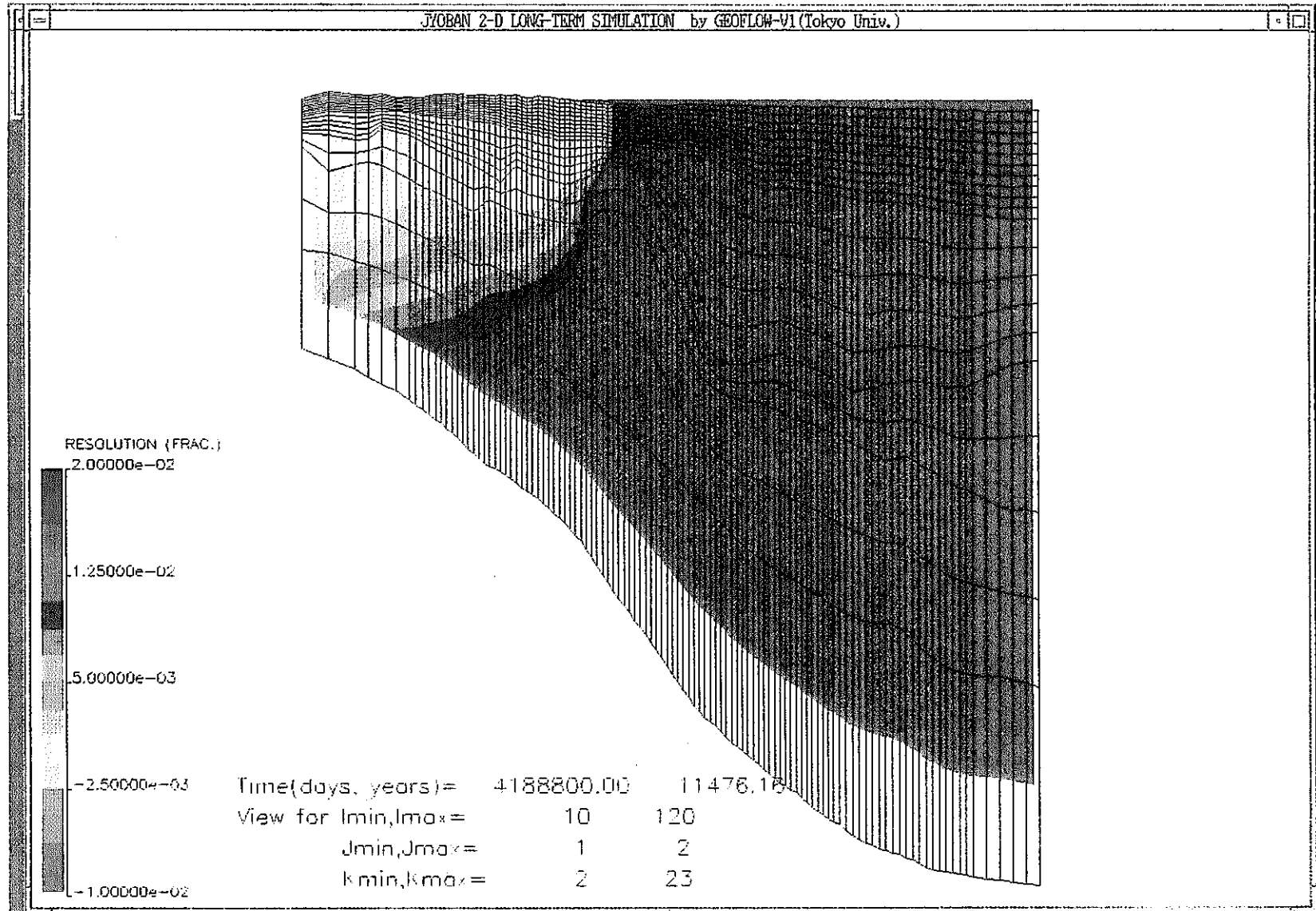
約 10 万年後 (海水準最低時) の塩分濃度分布図



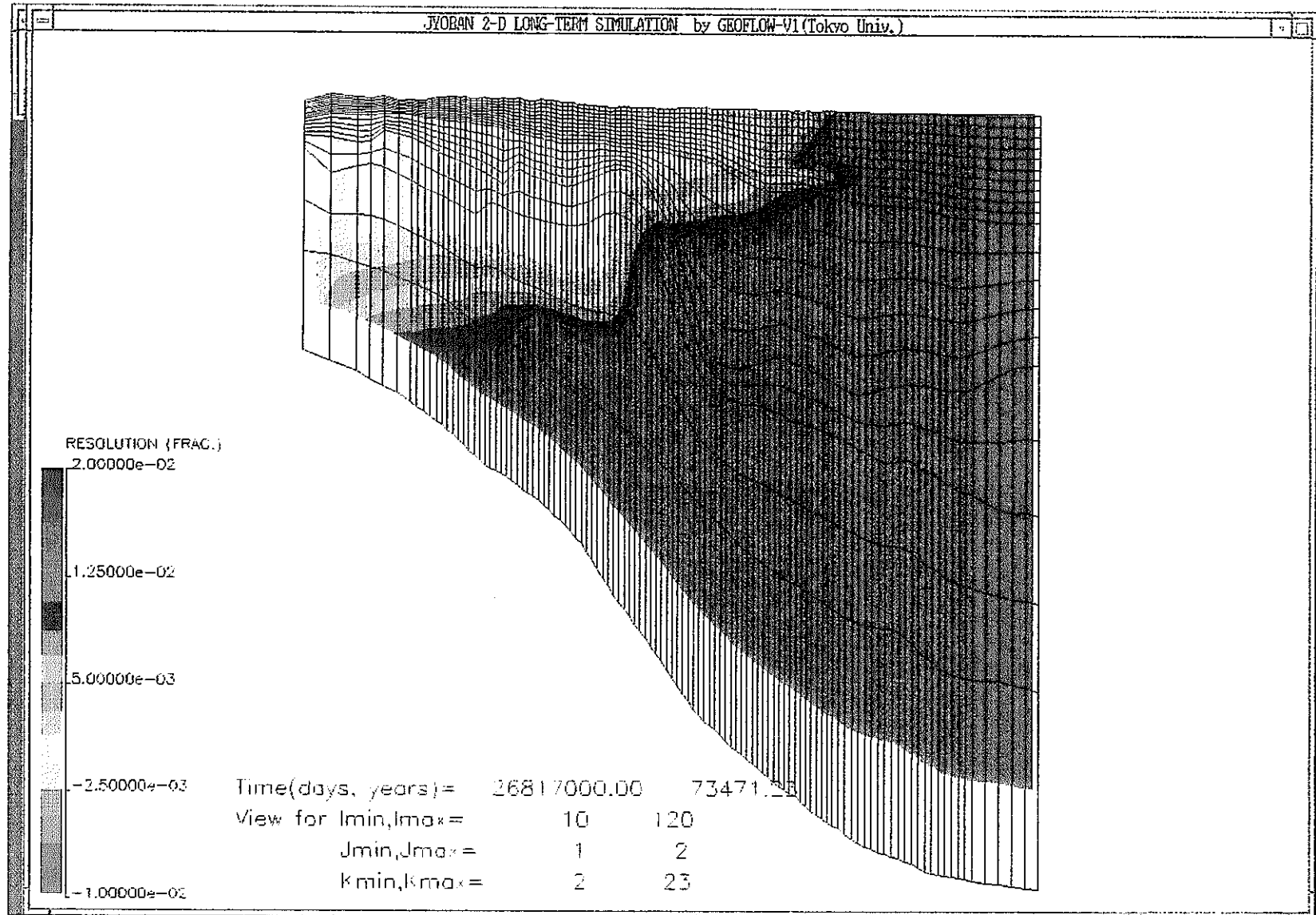
約 115000 年後 (最大海進期) の塩分濃度分布図



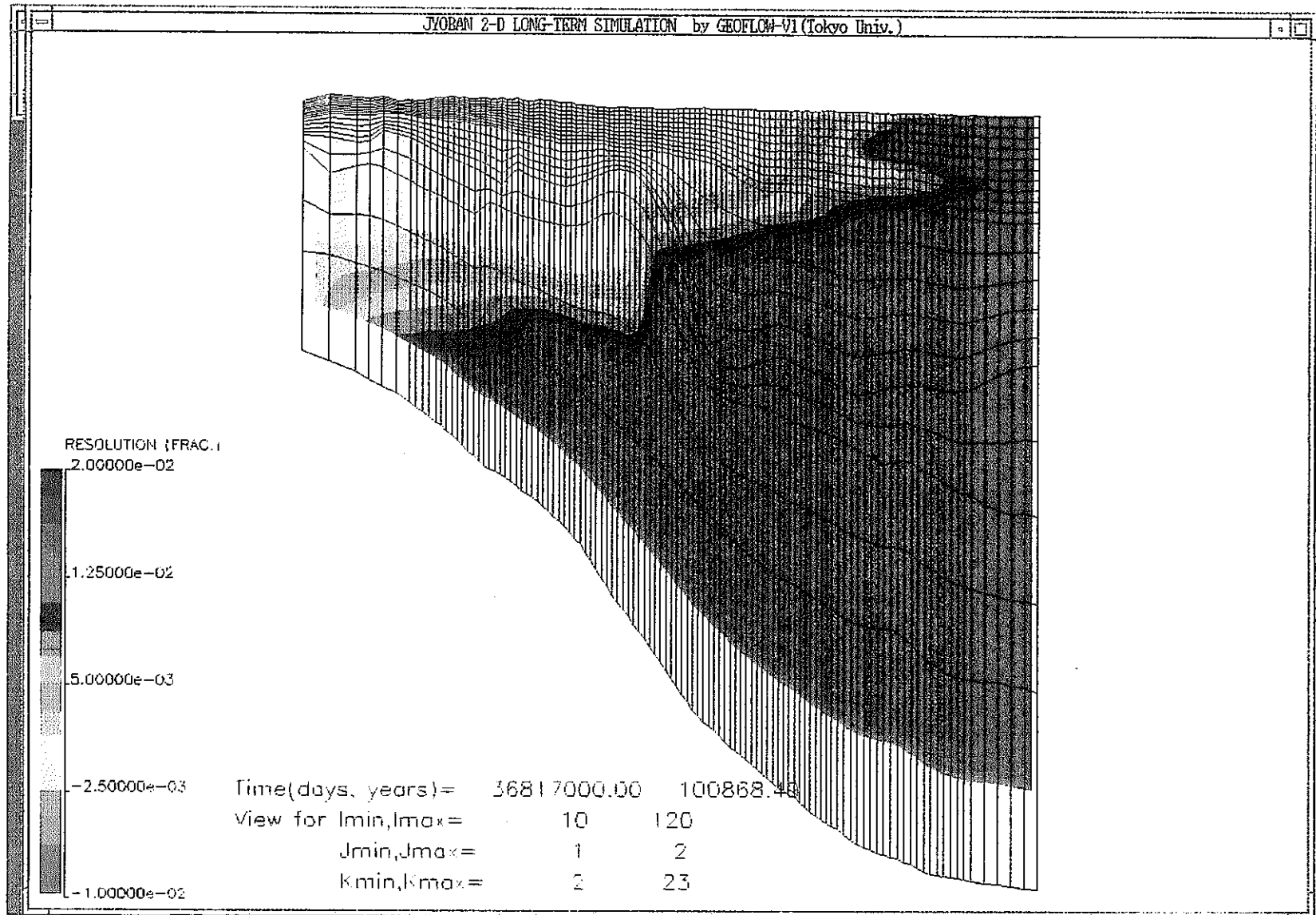
約 12 万年後 (現在) の塩分濃度分布図



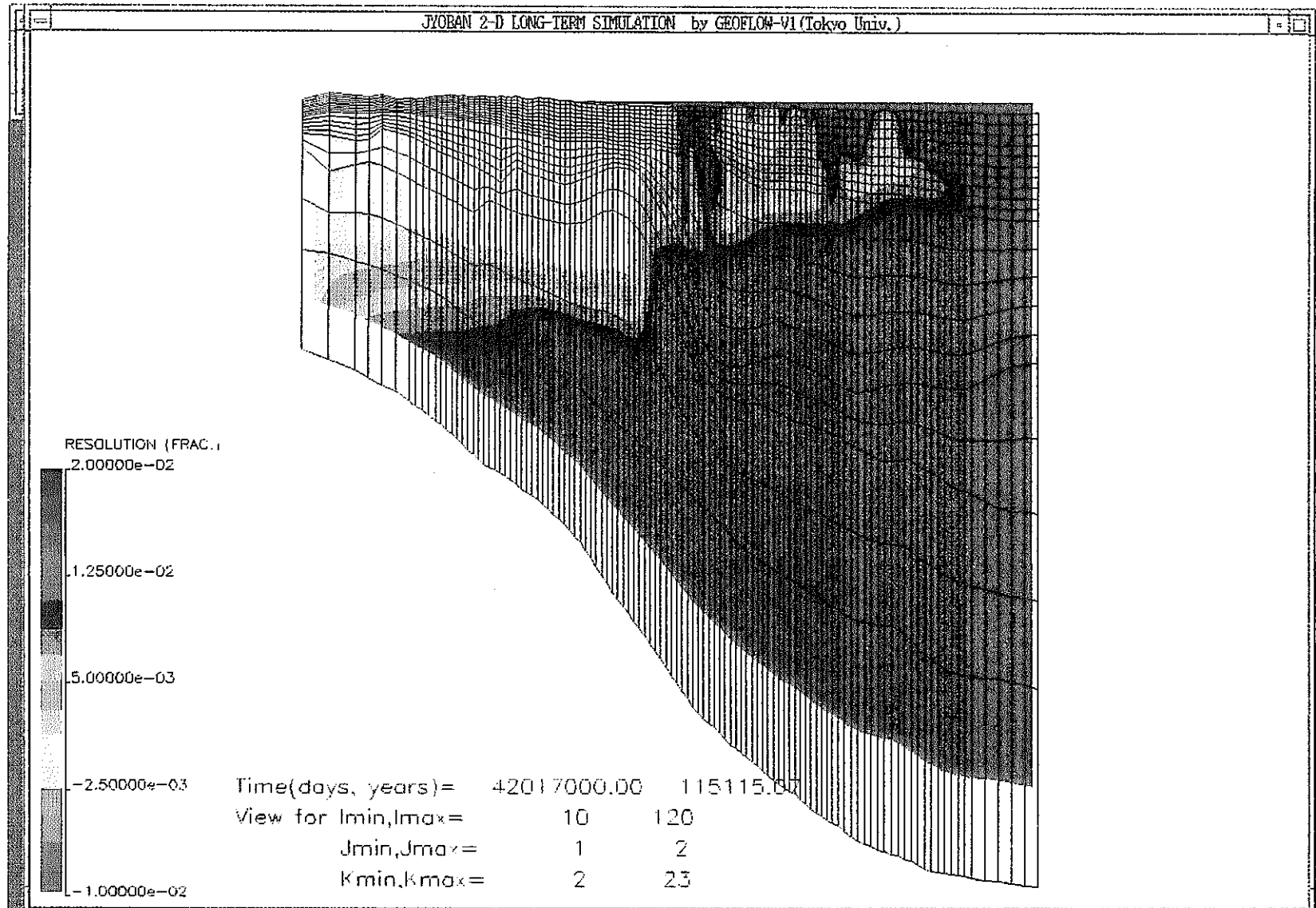
初期状態の塩分濃度分布図 (拡大図)



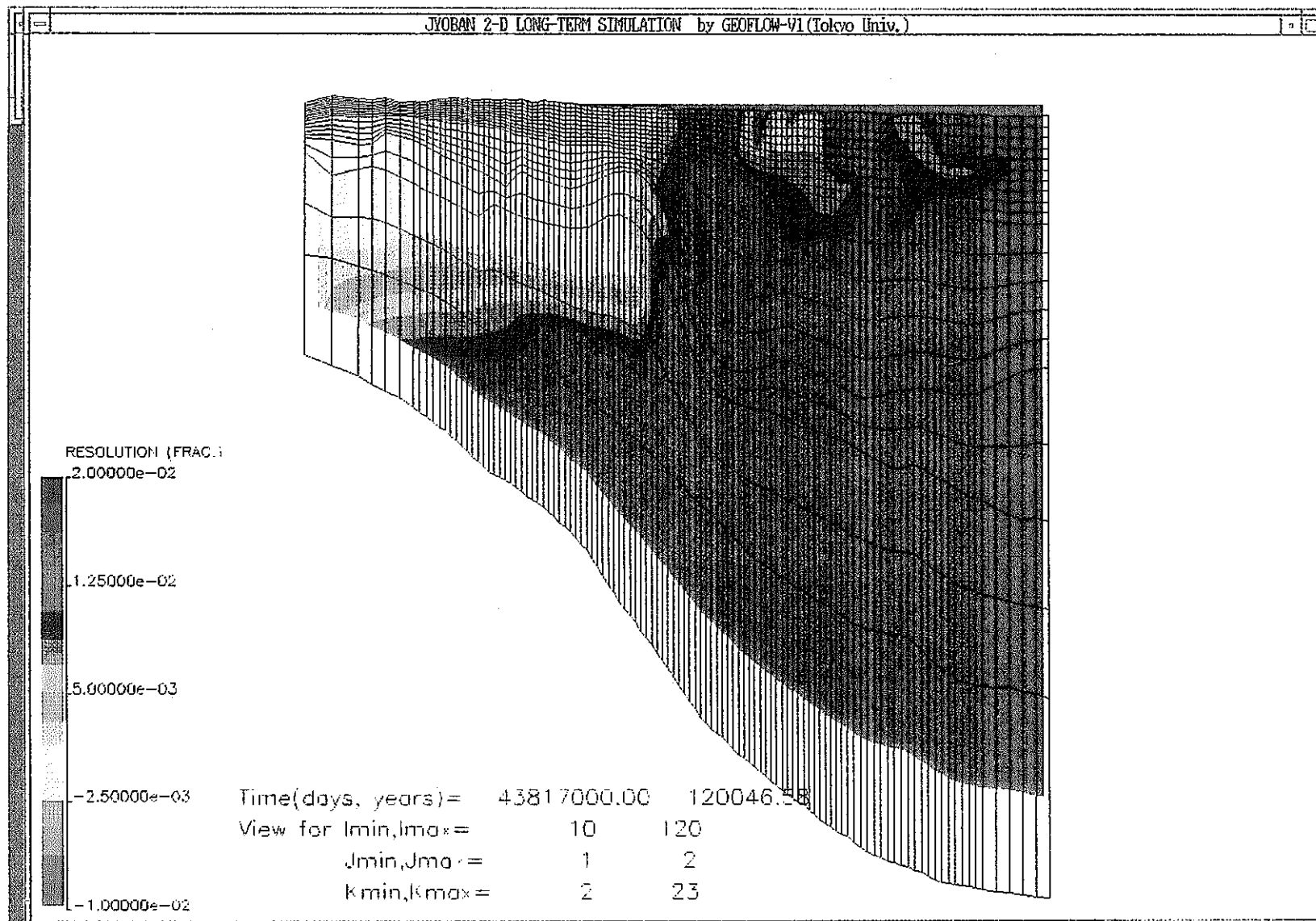
約 73000 年後 (海退期) の塩分濃度分布図 (拡大図)



約 10 万年後 (海水準最低時) の塩分濃度分布図 (拡大図)



約 115000 年後 (最大海進期) の塩分濃度分布図 (拡大図)



約 12 万年後 (現在) の塩分濃度分布図 (拡大図)