

幌延深地層研究計画における
地上からの調査研究段階(第1段階)研究成果報告書
分冊「深地層の科学的研究」

Horonobe Underground Research Laboratory Project
Synthesis of Phase I Investigations 2001 - 2005
Volume "Geoscientific Research"

太田 久仁雄 阿部 寛信 山口 雄大 國丸 貴紀
石井 英一 操上 広志 戸村 豪治 柴野 一則
濱 克宏 松井 裕哉 新里 忠史 高橋 一晴
丹生屋 純夫 大原 英史 浅森 浩一 森岡 宏之
舟木 泰智 茂田 直孝 福島 龍朗

Kunio OTA, Hironobu ABE, Takehiro YAMAGUCHI, Takanori KUNIMARU,
Eiichi ISHII, Hiroshi KURIKAMI, Goji TOMURA, Kazunori SHIBANO,
Katsuhiro HAMA, Hiroya MATSUI, Tadafumi NIIZATO, Kazuharu TAKAHASHI,
Sumio NIUNOYA, Hidefumi OHARA, Koichi ASAMORI, Hiroshi MORIOKA,
Hironori FUNAKI, Naotaka SHIGETA and Tatsuo FUKUSHIMA

地層処分研究開発部門
幌延深地層研究ユニット

Horonobe Underground Research Unit
Geological Isolation Research and Development Directorate

March 2007

Japan Atomic Energy Agency

日本原子力研究開発機構

JAEA-Research

本レポートは日本原子力研究開発機構が不定期に発行する成果報告書です。
本レポートの入手並びに著作権利用に関するお問い合わせは、下記あてにお問い合わせ下さい。
なお、本レポートの全文は日本原子力研究開発機構ホームページ (<http://www.jaea.go.jp/index.shtml>)
より発信されています。このほか財団法人原子力弘済会資料センター*では実費による複写頒布を行っ
ております。

〒319-1195 茨城県那珂郡東海村白方白根 2 番地 4
日本原子力研究開発機構 研究技術情報部 研究技術情報課
電話 029-282-6387, Fax 029-282-5920

* 〒319-1195 茨城県那珂郡東海村白方白根 2 番地 4 日本原子力研究開発機構内

This report is issued irregularly by Japan Atomic Energy Agency
Inquiries about availability and/or copyright of this report should be addressed to
Intellectual Resources Section, Intellectual Resources Department,
Japan Atomic Energy Agency
2-4 Shirakata Shirane, Tokai-mura, Naka-gun, Ibaraki-ken 319-1195 Japan
Tel +81-29-282-6387, Fax +81-29-282-5901

幌延深地層研究計画における地上からの調査研究段階（第1段階）研究成果報告書
分冊「深地層の科学的研究」

日本原子力研究開発機構 地層処分研究開発部門 幌延深地層研究ユニット
太田 久仁雄、阿部 寛信、山口 雄大^{*}、國丸 貴紀、石井 英一、操上 広志、戸村 豪治^{*}、
柴野 一則^{*}、濱 克宏⁺、松井 裕哉、新里 忠史、高橋 一晴^{*}、丹生屋 純夫^{*}、
大原 英史^{*}、浅森 浩一、森岡 宏之、舟木 泰智、茂田 直孝、福島 龍朗

(2007 年 3 月 27 日受理)

幌延深地層研究計画は、原子力政策大綱に示された深地層の研究施設計画の一つであり、堆積岩を対象として、独立行政法人日本原子力研究開発機構が北海道幌延町で進めているプロジェクトである。この計画では、「深地層の科学的研究」と「地層処分研究開発」を、第1段階「地上からの調査研究段階」、第2段階「坑道掘削（地下施設建設）時の調査研究段階」、第3段階「地下施設での調査研究段階」の3段階で20年程度をかけて進める。

第1段階における調査研究は、2001年3月に開始し、2006年3月までの約5年間にわたって実施してきた。本報告書は、第1段階における調査研究によって得られた成果を網羅的に取りまとめたものである。この取りまとめは、第1段階目標に対して、その達成度を評価するとともに、今後の課題を明らかにし、第2段階以降における調査研究の方向性を具体化するうえで重要な意味を持っている。さらに、ここで取りまとめた成果は、処分事業と安全規制の両面を支える地層処分技術の知識基盤として有効に活用されるものである。

第1段階における深地層の科学的研究では、「研究所設置地区及び研究所設置場所の選定」、「地上からの地質環境の調査研究」、「深地層における工学技術の基礎の開発」、「地下施設建設に伴う周辺環境への影響調査」を実施し、当初の目標どおり、坑道掘削前の深部地質環境を把握するとともに地下施設の設計・施工計画を策定し、第2段階以降における調査研究の課題を具体化した。

「研究所設置地区及び研究所設置場所の選定」では、その実経験を通じて確認した、地区・用地の選定上の要件や考慮すべき条件とその重要性を示した。「地上からの地質環境の調査研究」においては、調査結果の解釈とモデル化を通じて、地層処分にとって重要な地質環境の特性・プロセスを把握し、その過程で得られた技術的知見を踏まえて統合化データフローを構築した。また、地上からの調査研究における主要な調査技術の有効性や技術課題などを整理し、堆積岩を対象とした地上からの調査・評価技術の整備を図った。「深地層における工学技術の基礎の開発」では、堆積岩（軟岩）中での地下施設の仕様・レイアウトを決定し、地下施設を安全に建設・維持するための設計・施工計画を策定した。「地下施設建設に伴う周辺環境への影響調査」では、環境調査などを継続し、地上及び地下施設の建設に伴う影響の低減を図る措置が適切であることを確認した。

幌延深地層研究センター（駐在）：〒098-3224 北海道天塩郡幌延町北進 432-2

＋ 東濃地科学センター

※ 技術開発協力員

Horonobe Underground Research Laboratory Project
Synthesis of Phase I Investigations 2001 - 2005
Volume “Geoscientific Research”

Kunio OTA, Hironobu ABE, Takehiro YAMAGUCHI*, Takanori KUNIMARU,
Eiichi ISHII, Hiroshi KURIKAMI, Goji TOMURA*, Kazunori SHIBANO*,
Katsuhiro HAMA⁺, Hiroya MATSUI, Tadafumi NIIZATO, Kazuharu TAKAHASHI*,
Sumio NIUNOYA*, Hidefumi OHARA*, Koichi ASAMORI, Hiroshi MORIOKA,
Hironori FUNAKI, Naotaka SHIGETA and Tatsuo FUKUSHIMA

Horonobe Underground Research Unit
Geological Isolation Research and Development Directorate
Japan Atomic Energy Agency
Horonobe-cho, Teshio-gun, Hokkaido

(Received March 27, 2007)

The Horonobe Underground Research Laboratory (URL) Project is being pursued by the Japan Atomic Energy Agency (JAEA) to enhance the reliability of relevant disposal technologies through investigations of the deep geological environment within the host sedimentary formations at Horonobe, northern Hokkaido. The project consists of two major research areas, “Geoscientific Research” and “R&D on Geological Disposal”, and proceeds in three overlapping phases, “Phase I: Surface-based investigation”, “Phase II: Construction” and “Phase III: Operation”, over a period of 20 years.

The present report summarises the results of the Phase I geoscientific research carried out from March 2001 to March 2005. Integration of work from different disciplines into a “geosynthesis” ensures that the Phase I goals have been successfully achieved and identifies key issues that need to be addressed in the Phase II/III investigations. More importantly, efforts are made to summarise as many lessons learnt from the Phase I investigations and other technical achievements as possible to form a “knowledge base” that will reinforce the technical basis for both implementation and the formulation of safety regulations.

Based on experiences of selecting the URL Area and the URL Site in Horonobe Town, important factors that should be taken into consideration in such site selection processes and their rationale are demonstrated. In the course of stepwise surface-based investigations, a number of achievements have been made, which can eventually provide examples of integrated methodologies for characterising the sedimentary formations. The relevant surface-based investigation techniques have thus been further developed. The Horonobe URL has been designed based on geoscientific information accumulated during the surface-based investigations and the plans for safe construction and operation of the URL have been defined in as feasible a manner as possible. In addition, a variety of environmental measures taken during Phase I has proved to be effective on minimising the environmental impact induced by URL construction.

Key words: Horonobe URL Project, Phase I, Geoscientific Research, Sedimentary Formation, Geosynthesis

+ Tono Geoscientific Research Unit

※ Cooperative Staff

目次

1. はじめに	1
1.1 わが国の地層処分計画における深地層の研究施設計画の位置付けと役割	1
1.1.1 深地層の研究施設計画の位置付け	1
1.1.2 深地層の研究施設計画における研究開発の目標	4
1.1.3 深地層の研究施設計画の役割	4
1.2 幌延深地層研究計画における研究開発の概要	6
1.2.1 幌延深地層研究計画における研究開発の目標と課題	6
1.2.2 幌延深地層研究計画の経緯	7
1.3 幌延深地層研究計画における第1段階成果の取りまとめ	8
1.3.1 第1段階成果の取りまとめの基本方針	8
1.3.2 分冊「深地層の科学的研究」の構成	9
参考文献	10
2. 幌延深地層研究計画・第1段階における深地層の科学的研究の概要	11
2.1 第1段階における調査研究の目標	11
2.2 第1段階における調査研究の基本的な考え方	11
2.2.1 重要な地質環境の特性とプロセス	11
2.2.2 段階的な調査研究の進め方と実施内容	13
参考文献	16
3. 研究所設置地区及び研究所設置場所の選定	17
3.1 研究所設置場所の選定の基本的な考え方	17
3.1.1 研究所設置場所に求められる要件と条件	17
3.1.2 研究所設置場所の選定の進め方	18
3.2 研究所設置候補区域の選定	19
3.2.1 研究所設置候補区域の選定の要件	19
3.2.2 既存情報の収集	19
3.2.3 研究所設置候補区域の設定	22
3.3 研究所設置区域の選定	28
3.3.1 研究所設置区域選定の要件	28
3.3.2 空中からの調査	28
3.3.3 地表からの調査	31
3.3.4 ボーリング調査	34
3.3.5 環境調査	38
3.3.6 研究所設置区域の決定	39
3.4 研究所設置地区の設定	40
3.4.1 設定の要件	40
3.4.2 研究所設置地区の決定	40
3.5 研究所設置場所の選定	41
3.5.1 選定の要件	41
3.5.2 ボーリング孔を利用した調査	41

3.5.3 研究所場所の決定	41
3.6 まとめ	4
参考文献	42
4. 地上からの地質環境の調査研究	43
4.1 地質・地質構造に関する調査研究	43
4.1.1 調査研究の目標	43
4.1.2 幌延町全域を対象とした調査研究段階	43
4.1.3 研究所設置地区及びその周辺における調査研究段階	46
4.1.4 地質構造モデルの構築	56
4.2 岩盤の水理に関する調査研究	59
4.2.1 調査研究の目標	59
4.2.2 幌延町全域を対象とした調査研究段階	59
4.2.3 研究所設置地区及びその周辺における調査研究段階	66
4.2.4 水理地質構造モデルの構築及び地下水流動解析	82
4.3 地下水の地球化学に関する調査研究	90
4.3.1 調査研究の目標	90
4.3.2 幌延町全域を対象とした調査研究段階	90
4.3.3 研究所設置地区及びその周辺における調査研究段階	93
4.3.4 地球化学モデルの構築及び地球化学解析	104
4.4 岩盤力学に関する調査研究	109
4.4.1 調査研究の目標	109
4.4.2 幌延町全域を対象とした調査研究段階	109
4.4.3 研究所設置地区及びその周辺における調査研究段階	115
4.4.4 岩盤力学モデルの構築及び岩盤力学解析	125
4.5 地質環境の長期安定性に関する調査研究	137
4.5.1 調査研究の目標	137
4.5.2 調査研究の手法	139
4.5.3 調査研究の結果と解析	155
4.5.4 地質環境条件の将来変化に関する解析	189
4.6 調査研究成果の統合化	196
4.6.1 統合化データフローの構築	196
4.6.2 未擾乱の地層中における物質移行・遅延の評価	197
4.6.3 地下施設建設に伴う地質環境の擾乱の予測	207
4.7 地質環境の調査技術の整備	233
4.7.1 ボーリング調査技術	233
4.7.2 地質・地質構造調査技術	241
4.7.3 水理・地球化学調査技術	250
4.7.4 岩盤力学調査技術	264
4.7.5 地質環境モニタリング技術	278
4.7.6 調査研究の品質保証・品質管理	288
4.8 まとめ	289
4.8.1 第1段階における調査研究の成果	289

4.8.2 今後の課題及び第2段階の調査研究	293
4.8.3 得られた技術的知見	297
参考文献	301
5. 深地層における工学技術の基礎の開発	317
5.1 幌延深地層研究計画における地下施設の建設	317
5.1.1 地下施設に求められる要件	317
5.1.2 研究所設置場所の地形及び地質環境特性の概要	317
5.2 第1段階における地下施設の設計・施工計画の策定	319
5.2.1 設計・施工計画の策定方針	319
5.2.2 地下施設の配置計画	319
5.2.3 地下施設の施工計画	322
5.2.4 空洞安定性の評価	325
5.2.5 防災対策の検討	336
5.3 まとめ	339
5.3.1 第1段階における調査研究の成果	339
5.3.2 今後の課題及び第2段階の調査研究	339
5.3.3 得られた技術的知見	339
参考文献	340
6. 地下施設建設に伴う周辺環境への影響調査	341
6.1 調査の考え方と進め方	341
6.2 研究所用地の造成工事着手前の環境調査	342
6.3 研究所用地の造成工事着手後の環境モニタリング	350
6.4 まとめ	352
参考文献	352
7. おわりに	53
付録1：幌延地域の地質図	357
付録2：第1段階における調査研究の実施位置図	361
付録3：第1段階における調査研究の実施概要	365
付録4：深層ボーリング孔を利用した調査の実施概要	379
付録5：深層ボーリング孔を利用した調査の結果概要	383
付録6：統合化データフロー	407
付録7：大学や研究機関などとの共同研究・研究協力一覧	415
付録8：用語集	421

Contents

1. Introduction	1
1.1 General background	1
1.1.1 URL projects in the context of Japanese geological disposal programme	1
1.1.2 R&D goals of the URL projects	4
1.1.3 Roles of the URL projects	4
1.2 The Horonobe URL Project	6
1.2.1 R&D goals and tasks	6
1.2.2 Progress to date	7
1.3 Synthesis of the Phase I investigations	8
1.3.1 Concept, aims and scope	8
1.3.2 Organisation of Volume “Geoscientific Research”	9
References	10
2. Overview of the Phase I geoscientific research	11
2.1 Phase I goals	11
2.2 Basic strategy	11
2.2.1 Geological properties and processes of relevance	11
2.2.2 Stepwise surface-based investigations	13
References	16
3. Selection of the URL Area and the URL Site for URL construction	17
3.1 Basic strategy	17
3.1.1 Site selection criteria	17
3.1.2 Stepwise selection procedures	18
3.2 Selection of potential areas	19
3.2.1 Factors and preferences	19
3.2.2 Review of existing information	19
3.2.3 Selection of four potential areas and evaluation	22
3.3 Selection of the candidate area	28
3.3.1 Factors and preferences	28
3.3.2 Aerial reconnaissance surveys	28
3.3.3 Ground reconnaissance surveys	31
3.3.4 Borehole investigations	34
3.3.5 Environmental monitoring	38
3.3.6 Evaluation of the investigation results and selection of the candidate area	39
3.4 Selection of the URL Area from the candidate area	40
3.4.1 Factors and preferences	40
3.4.2 Discussion and selection of the URL Area	40
3.5 Selection of the URL Site from the URL Area	41
3.5.1 Factors and preferences	41
3.5.2 Borehole investigations	41

3.5.3 Evaluation of the investigation results and selection of the URL Site	41
3.6 Summary	41
References	42
4. Characterisation of the geological environment from the surface	43
4.1 Geological investigations	43
4.1.1 Aims	43
4.1.2 Surface-based investigations covering the whole Horonobe Town	43
4.1.3 Surface-based investigations in/around the URL Area	46
4.1.4 Geological modelling	56
4.2 Hydrogeological investigations	59
4.2.1 Aims	59
4.2.2 Surface-based investigations covering the whole Horonobe Town	59
4.2.3 Surface-based investigations in/around the URL Area	66
4.2.4 Hydrogeological modelling	82
4.3 Hydrochemical investigations	90
4.3.1 Aims	90
4.3.2 Surface-based investigations covering the whole Horonobe Town	90
4.3.3 Surface-based investigations in/around the URL Area	93
4.3.4 Hydrochemical modelling	104
4.4 Rock mechanical investigations	109
4.4.1 Aims	109
4.4.2 Surface-based investigations covering the whole Horonobe Town	109
4.4.3 Surface-based investigations in/around the URL Area	115
4.4.4 Rock mechanical modelling	125
4.5 Study on the long-term stability of the geological environment	137
4.5.1 Aims	137
4.5.2 Method	139
4.5.3 Results and synthesis	155
4.5.4 Future evolution of the geological environment	189
4.6 Geosynthesis	196
4.6.1 Illustration of “Geosynthesis Flow”	196
4.6.2 Solute transport/retardation in the undisturbed geological environment	197
4.6.3 Perturbations induced by URL construction	207
4.7 Development of techniques for characterising the geological environment	233
4.7.1 Borehole investigation technique	233
4.7.2 Geological investigation technique	241
4.7.3 Hydrological/hydrochemical investigation technique	250
4.7.4 Rock mechanical investigation technique	264
4.7.5 Environmental monitoring technique	278
4.7.6 Quality assurance and control	288
4.8 Summary	289
4.8.1 Achievements of the Phase I investigations	289

4.8.2 Remaining key issues and plans for the Phase II investigations	293
4.8.3 Lessons learnt from the Phase I investigations	297
References	301
5. Development of engineering technologies for the deep geological environment	317
5.1 Background of Horonobe URL construction	317
5.1.1 Major requirements for the URL	317
5.1.2 Topography and characteristics of the geological environment at the URL Site	317
5.2 Planning of URL construction	319
5.2.1 Basic strategy	319
5.2.2 Conceptual design and layout of URL	319
5.2.3 URL construction plan	322
5.2.4 Tunnel stability analysis	325
5.2.5 Disaster-prevention measures	336
5.3 Summary	339
5.3.1 Achievements of Phase I work	339
5.3.2 Remaining key issues and Phase II work	339
5.3.3 Lessons learnt from the Phase I work	339
References	340
6. Assessment of the environmental impact of URL construction	341
6.1 Basic strategy and procedures	341
6.2 Environmental assessment 2001 - 2003	342
6.3 Environmental monitoring 2003 - 2005	350
6.4 Summary	352
References	352
7. Conclusions and future perspective	353
Appendix 1: Geological map of the Horonobe Area	357
Appendix 2: Location of surface-based investigations during Phase I	361
Appendix 3: Overview of surface-based investigations during Phase I	365
Appendix 4: Overview of deep borehole investigations	379
Appendix 5: Overview of deep borehole investigation results	383
Appendix 6: Geosynthesis Flow	407
Appendix 7: List of collaboration with other research organisations	415
Appendix 8: Glossary	421

1. はじめに

幌延深地層研究計画は、独立行政法人日本原子力研究開発機構（以下、「原子力機構」という）が、前身である核燃料サイクル開発機構（以下、「サイクル機構」という）以来、北海道幌延町で進めている堆積岩を対象とした総合的な研究開発計画であり、結晶質岩を対象として岐阜県瑞浪市で実施中の超深地層研究所計画と並んで、「原子力の研究、開発及び利用に関する長期計画」¹⁾（以下、「原子力長期計画」という）や「原子力政策大綱」²⁾に示された深地層の研究施設計画の一つである。幌延深地層研究計画では、「深地層の科学的研究」と「地層処分研究開発」の二つの領域で研究開発を進めており、そのうち本報告書は、深地層の科学的研究について、幌延深地層研究計画の第1段階である地上からの調査研究段階における調査研究の成果を取りまとめたものである。

以下、1.1 において、わが国における深地層の研究施設計画の位置付けと役割を概観したうえで、1.2 で幌延深地層研究計画における研究開発の概要を紹介し、1.3 で第1段階成果の取りまとめの基本方針と本報告書の構成について述べる。

1.1 わが国の地層処分計画における深地層の研究施設計画の位置付けと役割

1.1.1 深地層の研究施設計画の位置付け

わが国における高レベル放射性廃棄物の地層処分計画は、サイクル機構（現、原子力機構）が1999年に公表した技術報告書「わが国における高レベル放射性廃棄物地層処分の技術的信頼性—地層処分研究開発第2次取りまとめ—」³⁾（以下、「第2次取りまとめ」という）を技術的な拠り所として、研究開発だけの段階から、研究開発と並行して地層処分の事業と安全規制の施策を進めていく事業段階へと進展した。2000年6月には「特定放射性廃棄物の最終処分に関する法律」（平成12年、法律第117号、以下、「最終処分法」という）が公布され、この法律に基づいて同年10月に処分事業の実施主体である原子力発電環境整備機構（以下、「原環機構」という）が発足した。一方で、原子力安全委員会放射性廃棄物安全規制専門部会により、「高レベル放射性廃棄物の処分に係る安全規制の基本的考え方について（第1次報告）」⁴⁾が公表されるなど、処分事業と安全規制を進めていくうえでの基本的な枠組みが整備された。

この状況を踏まえ、原子力委員会は、原子力長期計画¹⁾において最終処分の実施に向けて必要となる取組みと役割分担を示した。すなわち、実施主体である原環機構は「最終処分事業の安全な実施、経済性及び効率性の向上等を目的とする技術開発」を、また、国及び関係機関は「最終処分の安全規制、安全評価のために必要な研究開発や深地層の科学的研究等の基盤的な研究開発及び地層処分技術の信頼性の向上に関する技術開発等」を進めることとした。特に、サイクル機構には「これまでの研究開発成果を踏まえ、今後とも深地層の研究施設、地層処分放射化学研究施設等を活用し、地層処分技術の信頼性の確認や安全評価手法の確立に向けて研究開発を着実に推進すること」が求められた。

サイクル機構は、原子力長期計画などに示された研究開発の役割を踏まえ、第2次取りまとめ以降の事業段階における研究開発計画を策定し、2001年に「高レベル放射性廃棄物地層処分研究開発の全体計画」⁵⁾（以下、「全体計画」という）として公表した。全体計画では、第2次取りまとめが示した「わが国における地層処分の技術的信頼性」をさらに向上させ、処分事業や安全規制を支える技術基盤を強化していくという観点から、「実際の地質環境への地層処分技術の適用性確認」と「地層処分システムの長期挙動の理解」の二つの研究開発目標を設定した（Fig. 1.1.1-1）。前者は、これまでに整備してきた地層処分に関連する様々な技術を実際の地質環境へ適用することを通じて、その信頼性や実用性を確認していくことであり、後者は、処分システムに関連する様々な現象への理解をさらに深めながら、モデルやデータベースを改良し、評価の信頼性や裕度

を高めていくことである。このうち、深地層の研究施設は、主として第 1 の目標である「実際の地質環境への地層処分技術の適用性確認」を進めるための中核となる研究施設である。全体計画では、これら二つの研究開発目標を達成するために、「処分技術の信頼性向上」と「安全評価手法の高度化」から構成される「地層処分研究開発」と、その基盤となる「深地層の科学的研究」を設け、それぞれに研究開発課題を設定した。原子力機構の発足後も、引き続き上記の二つの研究開発目標や研究開発課題に沿って研究開発を進めており、「独立行政法人日本原子力研究開発機構の中期目標を達成するための計画（中期計画）（平成 17 年 10 月 1 日～平成 22 年 3 月 31 日）」⁶⁾（以下、「中期計画」という）において、「深地層の科学的研究」と「地層処分研究開発」の二つの領域を設けて研究開発を進めていくことや、北海道幌延町と岐阜県瑞浪市における二つの深地層の研究施設計画を進めていくことを明記している。

第 2 次取りまとめまでの研究開発は、具体的な地質環境を特定せずに、わが国における地層処分の成立性を科学的根拠に基づき概括的に示すことを目標として進められてきた。地層処分技術の信頼性をさらに向上させ、処分事業や安全規制の段階的な進展にあわせて、その技術基盤を強化していくためには、第 2 次取りまとめで示したような技術を実際の地質環境に適用して、その実用性や信頼性を確認することが重要となる。これを総合的に行う場が深地層の研究施設である。

深地層の研究施設については、わが国の地質環境の特性と分布を考慮して「複数の設置が望まれる」⁷⁾とされてきた。これを受けて、原子力機構では、堆積岩と塩水系地下水を対象とした幌延深地層研究計画（北海道幌延町）⁸⁾及び結晶質岩と淡水系地下水を対象とした超深地層研究所計画（岐阜県瑞浪市）⁹⁾の二つの計画を進めている（Fig. 1.1.1-2）。いずれも、地上からの調査研究段階（第 1 段階）、坑道掘削（地下施設建設）時の調査研究段階（第 2 段階）、地下施設での調査研究段階（第 3 段階）の 3 段階からなる全体で 20 年程度の計画である。なお、原環機構が行う処分地選定のための調査も、最終処分法に基づいて、文献調査、概要調査、精密調査（前段の地上からの精密調査と後段の地下施設を利用した精密調査）と段階的に進められ、概要調査の開始から精密調査の終了までが 20 年程度の計画である¹⁰⁾。深地層へのアプローチの方法としては、おおむね、深地層の研究施設計画における第 1 段階が概要調査と地上からの精密調査に、また、第 2 段階及び第 3 段階が地下施設を利用した精密調査に対応する。このうち、概要調査のための技術基盤は、第 2 次取りまとめやその後の深地層の研究施設計画における第 1 段階での調査研究などにより整備されてきた。今後は、地下施設の設置を前提として行われる地上からの精密調査の技術基盤を強化していく観点から、深地層の研究施設計画の第 2 段階に得られる地質環境データに基づき、第 1 段階に構築した地質環境モデルを確認することなどを通じて地上からの調査技術やモデル化手法の妥当性を評価し、その信頼性を高めていくことが重要となる。国の基盤研究開発に関する全体計画¹¹⁾においても、地質環境調査評価技術に関するフェーズ 2（2006～2010 年度）の段階目標を「地上からの調査に関わる技術基盤の確立」、フェーズ 3（2011 年度以降）の段階目標を「地下施設を活用した調査に関わる技術基盤の確立」としている。

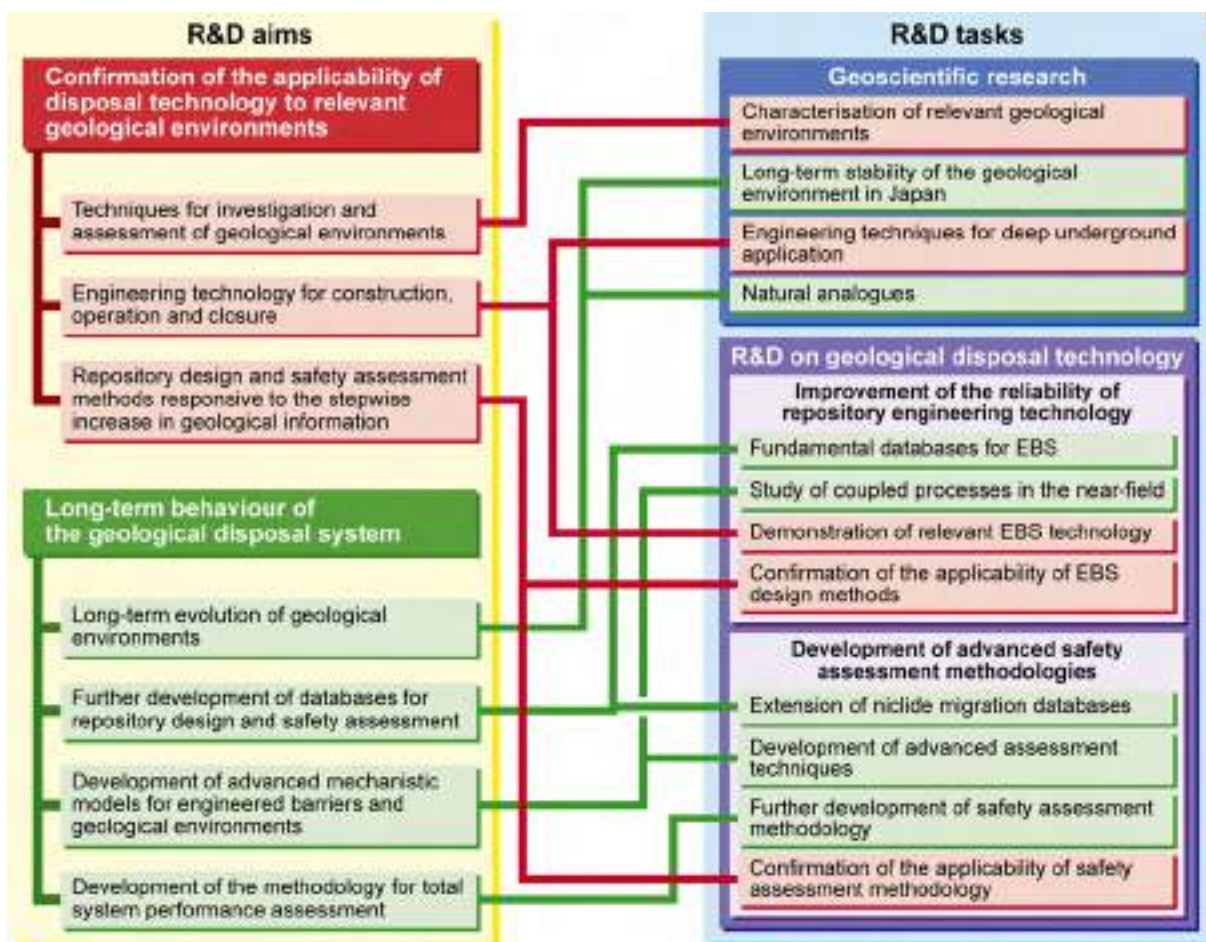


Fig. 1.1.1-1 Goals of the R&D plan (2001-2005) mapped onto specific work areas



Fig. 1.1.1-2 Two URL projects in Japan

1.1.2 深地層の研究施設計画における研究開発の目標

第2次取りまとめで示したような地層処分に関連する技術を実際の地質環境に適用し、その実用性や信頼性を確認することを通じて、地層処分技術の信頼性を向上させていくことが深地層の研究施設計画における大きな研究開発目標である。第2次取りまとめでは、東濃鉱山（堆積岩）や釜石鉱山（花崗岩）の既存坑道を活用した調査研究、あるいは海外の地下研究施設での共同研究の成果などに基づいて、地質環境を調査・評価するための要素技術や基盤的な手法を整備した。また、これらの研究で得られた情報や文献情報を比較検討したうえで、現状あるいはその延長上にある工学技術により処分場を合理的に設計・施工し、地層処分の長期的な安全性を解析的に評価できる見通しなどを示した。第2次取りまとめは、質・量の異なる様々な分野の情報を組み合わせて解析・評価することにより、理論的に地層処分の成立性を示したといえる。

これを受け、二つの深地層の研究施設計画では、第2次取りまとめで示したような地層処分に関連する様々な技術を実際の地質環境に適用して、未擾乱の状態から段階的に調査研究を進めながら、順次得られてくる地質環境情報に基づき、実証的に地層処分技術としての信頼性を確認していく。調査研究を段階的に進めることにより、地下深部の地質環境についての理解を深め、また、理解の程度を確かめながら、これを体系的に調査・評価するための技術基盤を整備していく。また、得られた地質環境情報に基づき、地下施設の設計・施工を通じて、地層処分に特有の「情報の取得や技術の実証を目的とした地下施設」を設置するための工学技術の基盤を整備していく。この「地質環境の調査・評価技術」と「深地層における工学技術」の基盤を整備していくことが、深地層の研究施設計画における深地層の科学研究としての重要な技術課題である。加えて、幌延深地層研究計画では、幌延地域を事例として、地震活動や隆起・侵食などの天然現象に関する過去の記録や、過去から現在に至る地質環境特性の変遷に関する情報などを取得するための体系的な調査技術の整備を進める。

一方、深地層の科学研究を通じて得られた情報や知見、あるいは岩石や地下水の試料などは、処分技術の信頼性向上と安全評価手法の高度化を目指した地層処分研究開発における重要な基盤情報として活用していく。その際、調査研究の進展に応じて得られる、より詳細な地質環境情報に基づき、第2次取りまとめで示したような「人工バリア性能に関する工学要素技術の信頼性、設計や安全評価の手法の適用性」などを確認しながら、それらの技術や手法の高度化を繰り返し図っていくことが重要となる。これにより、地層処分技術全体としての適用性を確認することができ、その検討結果を調査研究側へフィードバックすることにより、地質環境の理解度と安全評価上の感度や必要な調査量との関係などを検討することができる。また、調査研究の段階的な進展や地質環境に対する理解の程度に応じて、設計・施工に関する検討や解析・評価などを進める際の留意点などを、地層処分技術の知識基盤として整理することができる。さらに、深地層の研究施設における特定の地質環境下での調査・試験結果と比較検討しながら、条件を制御した室内・工学試験や放射性核種を用いた試験を行うことにより、地層処分システムに関連する様々な現象に対する理解や一般化を進め、設計・安全評価に係る技術の信頼性向上を図ることができる。なお、幌延深地層研究計画においては、深地層の科学研究とあわせて地層処分研究開発を進めており、特に、第2段階以降では、堆積岩における人工バリアの施工技術や性能を確認するための調査試験、安全評価モデルの信頼性向上に向けた原位置試験など、水平坑道を利用した研究開発を実施する予定である¹²⁾。

1.1.3 深地層の研究施設計画の役割

深地層の研究施設計画で成すべきことを端的に表現すれば、「技術が現場で実際に、体系的に機能することの確認」といえる。この確認は、データの取得や技術の適用性評価といった課題設定

のもと、「地質環境を的確に理解する」という目標意識によって達成される。その成果は、技術の最適化や改良・高度化を果たすと同時に、技術の精度や限界に対する理解と経験をもたらす。技術の限界を知ることは、処分事業における具体的な計画や安全規制に関する現実的な方法論を検討するうえでの基本となる。処分事業は最終処分法に基づいて段階的に進められ、これに伴い安全規制に関する指針なども段階的に整備されていくため、その技術基盤となる研究開発は、それらの進展に先行して進めることが必要である。特に、深地層の研究施設計画における各調査研究段階の成果については、処分地の選定プロセスに対して適切なリードタイムをもって整備していくことが重要である。その一方で、1.1.2 に述べたように、深地層の研究施設計画で得られる実際の地質環境に関する情報や知見を活用して、地層処分システムの設計や安全評価手法に関する検討を進めていくことが重要となる。このような検討の過程を通じて、地質環境を合理的に調査・評価する技術や、限られた地質環境情報あるいは段階的に得られてくる情報に基づき、効率的に処分システムの設計や安全性の検討を進める手法などが整備されていくことになる。

地質環境を調査・評価し、その結果を踏まえて処分システムの設計・安全性の検討を進めていくうえでの大きな課題は、実際の地質環境が有する空間的な不均質性をどう理解し、これに起因する不確実性にいかに対処していくかである。そこには多くの試行錯誤や反復的なフィードバック作業が伴う。一般的に言えば、調査の量に応じて理解は深まるが、調査が進むにつれて調査量に対する理解の感度は鈍くなり、コストパフォーマンスは低下していく。地質環境を詳細に調べるためには大きな費用が必要となるが、いかに詳細な調査を行っても地質環境を完全に理解し尽くすことはできない。地層処分は本来的に、様々な不確実性を包含して成り立つシステムであるが、地質環境の理解に伴う不確実性の程度に応じて、評価に見込むべき安全裕度が違ってくる。実際の処分事業であれば、それが処分場の設計における安全率の取り方、ひいては建設コストに反映される。地質環境をどの程度まで理解し、残る不確実性を設計や安全評価上の裕度としてどう扱うかは、まさに総合的課題である。その中で、地質環境の調査・評価には、不確実性をできるだけ低減し、また、その幅を妥当な範囲に限定することが求められる。そのため、処分地の選定に向けた各調査段階においては、その段階で目標とすべき理解の程度や判断すべき要件と、次段階に保留すべき課題や不確実性などを見極めながら、調査の目的や内容を検討することが重要となる。また、同規模の調査であっても、対象とするサイトの地質・地形条件や社会的な制約などに応じて、得られる情報の精度や理解の程度は異なってくる。このような現実の条件に対応していくためには、調査技術や機器のカタログを整備するだけではなく、現場での経験を積み、実際の適用事例に学ぶことが重要である。深地層の研究施設計画での現実の地質環境を通して培った経験は、処分地選定の調査を進めるための技術を支え、安全規制を具体化していくための議論を支える知識として生かしていかなければならない。深地層の研究施設計画を進めていくにあたっては、学術的な成果や技術開発の実績だけではなく、失敗事例なども含めた経験やノウハウを重要な研究の成果と認識し、それらをできるだけ知識化、体系化して継承していく工夫が必要である。このような認識のもと、深地層の研究施設計画においては、淡々と調査を進めるのではなく、調査の段階とその進展を明確に認識して、段階ごとに計画から実施、評価までの流れを意識的に繰り返していくアプローチをとっている。これは、調査の進捗と理解の進展や不確実性の低減との関係を明確に意識することにより、前段階の成果を次段階に反映しつつ調査全体を最適化し、収束を図っていくことを意図している。それは、理解や不確実性の程度を定量的にとらえ、経験を知識化していくプロセスでもある。

一方、深地層の研究施設は、「学術研究の場であるとともに、国民の地層処分に関する研究開発の理解を深める場としての意義を有し、その計画は、処分施設の計画と明確に区分して進めることが必要」¹⁾とされている。このため、深地層の研究施設においては、国内外の研究機関や専門

家との研究協力を積極的に進め、また、広く学術的な研究の場としての活用を図るとともに、国民が地下深部の環境を実際に体験・学習し、研究者との対話を通じて、地層処分やその研究開発に対する理解を深める場としても整備していく。また、計画の内容や得られた成果については、地域の方々をはじめ広く国民に公開し、透明性の確保に努めていく。なお、深地層の研究施設計画を進めるにあたっては、放射性廃棄物を持ち込まないことや将来にわたって処分場としないことなどを関係自治体との協定により約束している。

1.2 幌延深地層研究計画における研究開発の概要

1.2.1 幌延深地層研究計画における研究開発の目標と課題

幌延深地層研究計画では、北海道幌延町に分布する堆積岩を対象として、以下の三つの全体目標を設定し、全体計画（Fig. 1.1.1-1）で示された深地層の科学研究と地層処分研究開発に関する調査研究を実施している¹²⁾。

- ① 深部地質環境の調査・解析・評価技術の基盤の整備
- ② 深地層における工学技術の基盤の整備
- ③ 実際の地質環境での地層処分技術の適用性確認

深地層の科学研究については、全体計画において設定された「地質環境特性の研究」を「地質環境調査技術開発」と「地質環境モニタリング技術の開発」の2項目に分け、「地質環境の長期安定性に関する研究」及び「深地層の工学技術の基礎の開発」とあわせて4項目の研究開発課題を設定している。一方、地層処分研究開発のうち、処分技術の信頼性向上に関しては、「人工バリア等の長期複合挙動の研究」、「人工バリア等の工学技術の検証」及び「設計手法の適用性確認」の3項目の研究開発課題を、安全評価手法の高度化に関しては、「安全評価モデルの高度化」及び「安全評価手法の適用性確認」の2項目の研究開発課題をそれぞれ設定している。これらの研究開発課題については、地下施設の建設前から地下施設の完成後までの20年程度をかけて、三つの段階において調査研究を実施することにより取り組むこととしている（Fig. 1.2.1-1）。その第1段階となる地上からの調査研究段階においては、人工バリア等の長期複合挙動の研究と安全評価モデルの高度化を除く7項目の研究開発課題に関する調査研究を、第2段階の坑道掘削（地下施設建設）時の調査研究段階においては、人工バリア等の長期複合挙動の研究を除く8項目の研究開発課題に関する調査研究を実施する。さらに、第3段階の地下施設での調査研究段階においては、9項目のすべての研究開発課題について調査研究を進めていく計画である¹²⁾。

幌延町には、白亜系を基盤岩として、古第三紀から前期更新世にかけての堆積岩類（羽幌層、曲渚層、宗谷夾炭層、鬼志別層、増幌層、稚内層、声間層、勇知層、更別層）、中期更新世以降の段丘堆積物群、及び完新世堆積物（砂丘、沖積層）が分布している（付録1参照）¹³⁾。また、北北西－南南東走向の規模の大きな2本の断層と褶曲構造が認められ^{14), 15)}、幌延町の東部及び西部には、活断層、撓曲、傾動などの第四紀の活構造も認められる¹⁶⁾。さらに、調査研究の対象となる新第三系堆積岩類（主として稚内層及び声間層）は透水性が比較的低いこと、地層中に存在する地下水が塩水系地下水と淡水系地下水の2種類に分類されること、地下水には溶存ガスが存在することなどが確認されており、幌延深地層研究計画では、このような地質環境の特徴を活かして調査研究を進めていく。

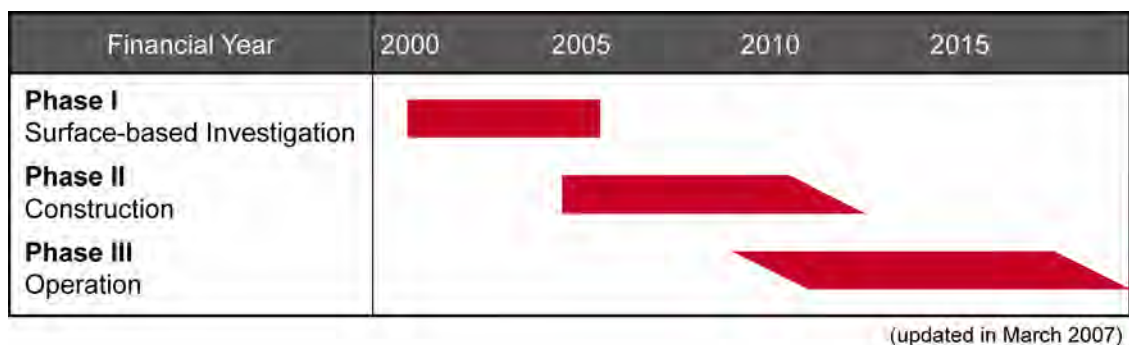


Fig. 1.2.1-1 Timetable of the Horonobe URL Project

1.2.2 幌延深地層研究計画の経緯

幌延深地層研究計画は、2000年11月に国（科学技術庁、現、文部科学省）の立ち会いの下に、幌延町、北海道及びサイクル機構（現、原子力機構）間で「幌延町における深地層の研究に関する協定」を締結し、2001年3月より第1段階の調査研究を開始した。協定には、「研究実施区域に放射性廃棄物を持ち込むことや使用することはしない」、「深地層研究所を放射性廃棄物の最終処分を行う実施主体へ譲渡、貸与しない」、「研究終了後は地上の施設を閉鎖し、地下施設を埋め戻す」、「研究実施区域を将来とも放射性廃棄物の最終処分場とせず、幌延町に放射性廃棄物の中間貯蔵施設を将来とも設置しない」ことなどが定められている。2002年7月には、前年度に実施した既存情報を用いた調査や空中・地上からの広域調査の結果などを踏まえ、地質環境と安全に関する基本的な要件に基づき、また、社会的条件や環境条件なども加味して、地上からの調査研究を展開していく主な領域（研究所設置地区）として、幌延町北中部に位置する北進地区の3km四方を選定した。これに引き続き、社会的条件や道路・土地利用状況などの観点から、幌延町市街地北方約3kmの位置に地下施設及び地上施設を建設するための用地（研究所設置場所）を選定し、2003年3月にこの用地を購入取得した（Fig. 1.2.2-1）。2003年7月には研究所周地の造成に着手し、2005年4月からは地下施設工事（第Ⅰ期工事）に着工するとともに、第2段階の調査研究を開始した¹⁷⁾。さらに、同年11月には立坑の一つである換気立坑の掘削を開始した。第1段階の調査研究は、2006年3月末までの約5年間にわたって実施し、研究所設置地区及びその周辺において、空中物理探査及び地上からの様々な調査研究を展開するとともに、そこで得られた地質環境情報、あるいは岩石や地下水の試料などを利用した調査研究を進めてきた。

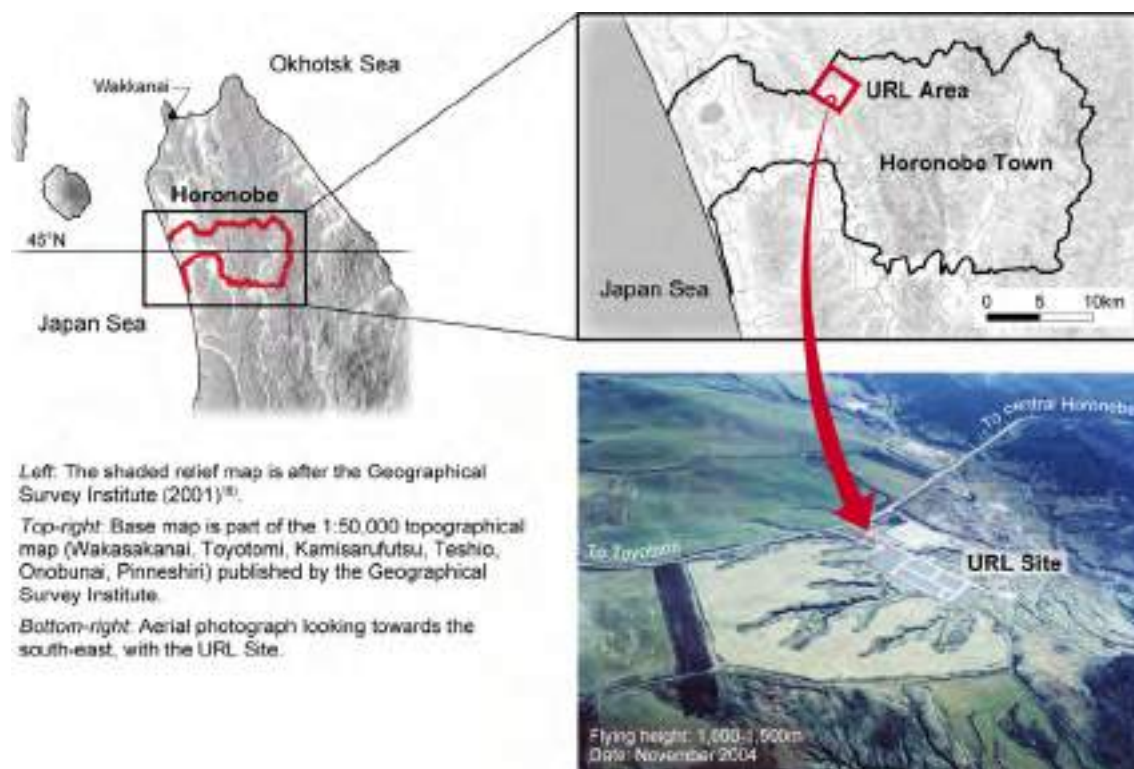


Fig. 1.2.2-1 Location of the URL Area and URL Site in Horonobe Town, northern Hokkaido

1.3 幌延深地層研究所計画における第1段階成果の取りまとめ

1.3.1 第1段階成果の取りまとめの基本方針

幌延深地層研究所計画の第1段階における調査研究の成果の取りまとめ（以下、「第1段階成果取りまとめ」という）は、2005年度までに行った第1段階の地上からの調査研究によって得られた成果を網羅的に取りまとめたものである。この取りまとめは、全体目標を踏まえて設定した第1段階における調査研究の目標¹²⁾に対して、その達成度を評価するとともに、今後の課題を明らかにし、第2段階以降における調査研究の方向性を具体化するうえで重要な意味を持っている。また、ここで取りまとめる成果は、中期計画⁶⁾に示したように、原燃機構による処分事業（例えば、処分地の選定に向けた概要調査や地上からの精密調査）と国による安全規制（例えば、精密調査地区選定に係わる環境要件や安全審査基本指針などの策定）の両面を支える地層処分技術の知識基盤として、特に地上から地下深部の地質環境を体系的に調査・評価するための技術基盤として、有効に活用されるものであることが重要となる。なお、第1段階における調査研究のうち2004年度までに得られた成果については、2005年9月に公表した研究開発報告書「高レベル放射性廃棄物の地層処分技術に関する知識基盤の構築—平成17年取りまとめ—」（以下、「H17取りまとめ」という）の分冊1～3^{19)・21)}に取りまとめている。

このため、第1段階成果取りまとめにおいては、「第1段階目標に対して調査研究の成果を適切に取りまとめるとともに、課題を抽出・整理し、第2段階以降の調査研究の必要性を明確にすること」を基本的な方針として設定した。具体的には、H17取りまとめ以降に得られた成果も含めて、第1段階における調査研究の全ての成果を集約し、取りまとめるとともに、H17取りまとめで示した今後の課題やH17取りまとめに対していただいたご意見なども参考にしつつ、第1段階における調査研究を通じて整備してきた一連の調査・解析・評価の方法論や工学的な技術の

基盤について再整理することとした。また、地層処分技術の知識基盤を整備していく観点から、地上からの調査研究におけるノウハウや失敗例などの経験、あるいは技術的知見についても可能な限り整理するように留意した。

幌延深地層研究計画の第1段階成果取りまとめは、深地層の科学的研究と地層処分研究開発の2分冊の報告書で構成される。このうち、深地層の科学的研究に関する本分冊は、1.2.1に述べたように、地質環境調査技術開発、地質環境モニタリング技術の開発、地質環境の長期安定性に関する研究、及び深地層の工学技術の基礎の開発に関する調査研究の成果を取りまとめるものである。一方、地層処分研究開発に関する分冊では、人工バリア等の工学技術の検証、設計手法の適用性確認及び安全評価手法の適用性確認に関する調査研究の成果の取りまとめを行う。

1.3.2 分冊「深地層の科学的研究」の構成

本報告書は、幌延深地層研究計画の第1段階における深地層の科学的研究の成果を取りまとめたものであり、全7章から構成される。2章「幌延深地層研究計画・第1段階における深地層の科学的研究の概要」では、第1段階における深地層の科学的研究の目標や進め方について概括する。3章「研究所設置地区及び研究所設置場所の選定」では、選定プロセスの各段階における基本的な考え方、選定の要件や結果などを記述するとともに、調査を実施する区域あるいは用地の選定という実経験を通じて確認した、選定上の要件や考慮すべき条件とその重要性について述べる。4章「地上からの地質環境の調査研究」では、地層処分にとって重要な地質環境特性やプロセスに関する調査研究の成果をまとめ、堆積岩を対象とした地上からの体系的な調査・評価技術とともに、実際の調査研究を通じて得られた技術的知見などを整理する。なお、4章に取りまとめる内容は、研究開発課題の地質環境調査技術開発、地質環境モニタリング技術の開発、及び地質環境の長期安定性に関する研究に対応するものである。5章「深地層における工学技術の基礎の開発」では、地下施設の仕様及びレイアウトや、地下施設における安全確保などに関する検討を通じて整備した堆積岩（軟岩）中における地下施設の設計・施工計画技術について記述する。6章「地下施設建設に伴う周辺環境への影響調査」では、地上及び地下を対象とした環境影響評価の事例を取りまとめる。最後の7章「おわりに」では、3章から6章までの記述を踏まえて、第1段階における深地層の科学的研究の成果を総括するとともに、今後の展開について記述する。

参考文献

- 1) 原子力委員会：“原子力の研究、開発及び利用に関する長期計画”，平成 12 年 11 月 24 日 (2000).
- 2) 原子力委員会：“原子力政策大綱”，平成 17 年 10 月 11 日 (2005).
- 3) 核燃料サイクル開発機構：“わが国における高レベル放射性廃棄物地層処分の技術的信頼性－地層処分研究開発第 2 次取りまとめ－”，総論レポート，JNC TN1400 99-020 (1999).
- 4) 原子力安全委員会放射性廃棄物安全規制専門部会：“高レベル放射性廃棄物の処分に係る安全規制の基本的考え方について（第 1 次報告）”，平成 12 年 11 月 6 日 (2000).
- 5) 核燃料サイクル開発機構研究開発課題評価委員会：“平成 13 年度研究開発課題評価（中間評価）報告書 研究課題「高レベル放射性廃棄物の地層処分技術に関する研究開発の全体計画」”，JNC TN1440 2001-008 (2001).
- 6) 日本原子力研究開発機構：“独立行政法人日本原子力研究開発機構の中期目標を達成するための計画（中期計画）（平成 17 年 10 月 1 日～平成 22 年 3 月 31 日）” (2005).
- 7) 原子力委員会：“原子力の研究、開発及び利用に関する長期計画”，平成 6 年 6 月 24 日 (1994).
- 8) 核燃料サイクル開発機構：“深地層研究所（仮称）計画 地表から行う調査研究（第 1 段階）計画”，JNC TN1410 2001-001 (2001).
- 9) 核燃料サイクル開発機構：“超深地層研究所 地層科学研究基本計画”，JNC TN7410 2001-018 (2002).
- 10) 原子力発電環境整備機構：“特定放射性廃棄物の概要調査地区等の選定手順の基本的考え方について”，官報，号外第 238 号，平成 13 年 11 月 8 日 (2001).
- 11) 資源エネルギー庁，日本原子力研究開発機構：“高レベル放射性廃棄物の地層処分基盤研究開発に関する全体計画” (2007).
- 12) 核燃料サイクル開発機構研究開発課題評価委員会：“平成 16 年度研究開発課題評価（中間評価）報告書 評価課題「幌延深地層研究計画」”，JNC TN1440 2005-002 (2005).
- 13) 岡孝雄，五十嵐八枝子：“北海道・天塩平野北部の上部新生界－特に勇知層・更別層の堆積相と花粉化石層序について”，加藤誠教授退官記念論文集，pp.341-365 (1997).
- 14) 岡孝雄：“北海道の後期新生代堆積盆の分布とその形成に関わるテクトニクス”，地団研専報，No.31，pp.295-320 (1986).
- 15) 秋山雅彦，保柳康一：“新第三系，天北地域”，「日本の地質 1 北海道地方」，共立出版会，pp.105-106 (1990).
- 16) 中田高，今泉俊文編：“活断層デジタルマップ”，東京大学出版会 (2002).
- 17) 松井裕哉，新里忠史，山口雄大編：“幌延深地層研究計画 平成 17 年度調査研究成果報告”，JAEA-Research 2006-073 (2006).
- 18) 国土地理院：“数値地図 50 メッシュ（標高）日本－I”，(2001).
- 19) 核燃料サイクル開発機構：“高レベル放射性廃棄物の地層処分技術に関する知識基盤の構築－平成 17 年取りまとめ－”，分冊 1 深地層の科学的研究，JNC TN1400 2005-014 (2005).
- 20) 核燃料サイクル開発機構：“高レベル放射性廃棄物の地層処分技術に関する知識基盤の構築－平成 17 年取りまとめ－”，分冊 2 工学技術の開発，JNC TN1400 2005-015 (2005).
- 21) 核燃料サイクル開発機構：“高レベル放射性廃棄物の地層処分技術に関する知識基盤の構築－平成 17 年取りまとめ－”，分冊 3 安全評価手法の開発，JNC TN1400 2005-016 (2005).

2. 幌延深地層研究計画・第1段階における深地層の科学的研究の概要

幌延深地層研究計画の第1段階では、深部地質環境の調査・解析・評価技術の基盤の整備と深地層における工学技術の基盤の整備の二つの全体目標に対して、より具体的な段階目標を設定し、地上からの段階的な調査や地下施設の設計・施工計画の策定などの、深地層の科学的研究に関する様々な調査研究を実施してきた。特に第1段階の前段では、幌延町全域を対象として調査研究を実施し、研究所設置地区（地上からの調査研究を展開していく主な領域）及び研究所設置場所（地下施設及び地上施設を建設するための用地）の選定を行い、これに引き続き、選定した研究所設置地区及びその周辺において調査研究を広く展開してきた。また、第1段階を通じて、研究所の設置に伴う周辺環境への影響に配慮し、環境調査や地質環境モニタリングなども継続的に進めてきた。

本章では、第1段階における調査研究の目標とその基本的な進め方について述べる。

2.1 第1段階における調査研究の目標

幌延深地層研究計画の第1段階における深地層の科学的研究では、1.2.1 に示した全体目標を踏まえて、二つの段階目標を設定した¹⁾。その具体的な内容は以下のとおりである。

① 地上からの調査研究における地質環境モデルの構築及び坑道掘削前の深部地質環境の状態の把握

地上からの調査研究を通じて、地下深部の地質環境に関する情報を取得し、地下施設建設前の未擾乱の地質環境の状態について、特に、地層処分にとって重要な地質環境特性やプロセスに着目して、その理解を深める。また、取得した情報の統合と解釈を通じて、地質環境（地質構造、岩盤水理、地球化学、岩盤力学）モデルの構築と解析を段階的にを行い、その妥当性を評価することにより、堆積岩を対象とした地上からの体系的な調査・評価技術の整備を図る。

② 地下施設の詳細設計及び施工計画の策定

地下施設の安全な建設・維持と調査研究のための環境の確保を前提として、地上からの調査研究において取得した地質環境情報、地下施設内で実施される調査研究の計画、及び現状の施工技術に基づき、地下施設の仕様及びレイアウトを検討するとともに、地下施設の設計・施工計画を策定する。また、施工計画の策定においては、地下施設の建設が周辺環境へ可能な限り影響を与えないように配慮することが必要である。

2.2 第1段階における調査研究の基本的な考え方

第1段階における深地層の科学的研究のうち、上記の段階目標の①に対応する「地上からの地質環境の調査研究」は、研究開発課題として設定した地質環境調査技術開発、地質環境モニタリング技術の開発、及び地質環境の長期安定性に関する研究を包含するものであり、地質環境の体系的な調査・評価技術の整備に向けた中心的な取り組みとして位置付けられる。また、研究所設置地区及び研究所設置場所を選定するうえで、さらに上記の段階目標の②に対応する「深地層における工学技術の基礎の開発」において、地下施設の設計・施工計画を策定するうえで必要となる地質環境情報を提供する重要な基盤でもある。

本節では、地上からの地質環境の調査研究において課題となる重要な地質環境の特性とプロセス、及び調査研究の進め方と実施内容について述べる。

2.2.1 重要な地質環境の特性とプロセス

地層処分においては、地質環境には、「廃棄物を長期にわたって物理的に隔離すること」、「人工バリアにとって適切な設置環境を提供すること」及び「天然バリアとして機能すること」の三つの役割が期待されている^{1), 2)}。このうち、地質環境が廃棄物を長期にわたって物理的に隔離するために考慮すべき事項については、「概要調査地区選定段階において考慮すべき環境要件」³⁾として整理がなされている。対象とする地質環境がこの環境要件を満たしたうえで、地層処分の技術的実現性をより確かなものとしていくためには、地質環境には、さらに以下のような条件や機能が期待される。

- ・地層処分の場を確保する観点から、対象とする地層が十分な深度に分布し、処分場を建設するうえで十分な空間的広がりを持つこと
- ・人工バリアや処分施設を安全に設計・施工し、健全に維持する観点から、対象とする地層の応力状態が均質に近く、地温が低いこと
- ・緩衝材の流出、オーバーパックの腐食及びガラスの溶解を抑制する観点から、処分場を通過する地下水流束が低く、地下水が強酸性や強アルカリ性でなく、かつ還元的であること
- ・放射性核種の移行を抑制する観点から、対象とする地層中の地下水流動が緩慢で移行距離が長く、放射性核種の移行が十分に遅延されること
- ・放射性核種の濃度を低減させる観点から、対象とする地層が有する放射性核種の希釈・分散効果が大きいこと

そのうえで、対象とする地質環境が、人工バリアの設置環境及び天然バリアとしての安全機能を長期にわたって維持することが求められる。地上からの地質環境の調査研究では、地層処分にとって重要な地質環境の条件や機能について、国際的な協力の枠組みで検討・作成された汎用的な FEP（処分の場としての性質（Feature）と安全性能に影響を及ぼすと考えられる様々な事象（Event）及びプロセス（Process））のリスト⁴⁾、ヨーロッパ各国で調査研究が進められている泥質岩並びにスイスのオパリナス粘土層を対象として整理された FEP のリスト^{5), 6)}に加え、概要調査における調査項目や手法などを整理した事例^{1), 7)}などを参考にして、地層処分システムの「安全評価」の観点から調査・評価すべき「地質環境の特性やプロセス」として、具体化を図るとともに整理を行った（Fig. 2.2.1-1）。

また、幌延深地層研究計画では、地上からの地質環境の調査研究において取得した地質環境情報に基づいて、実際に地下施設の設計・施工を進めていく（詳細は第 5 章を参照）。このため、調査・評価すべき地質環境の特性やプロセスについては、「地下施設の設計・施工」の観点からも整理しておくことが必要である。さらに、近年、処分事業の展開にあたっては、人間環境に対する安全性のみならず、社会的な影響や環境への影響などについても評価することの重要性が示されており^{8)~10)}、地表から地下深部までを対象とした「環境影響評価」は、トンネルやダムなどの大規模事業における地上での環境アセスメントと同様に重要であると考えられる。深地層の研究施設計画では、実際に地下施設を建設しながら調査研究を進めていく。したがって、地表から地下深部にいたる地下施設の建設が、周辺の環境（地下水位や水質など）に与える影響を事例的に評価することが可能である。このような背景から、地下施設の設計・施工及び環境影響評価の観点からも、調査・評価すべき地質環境の特性やプロセスを具体化するとともに、その整理を行った（Fig. 2.2.1-1）。

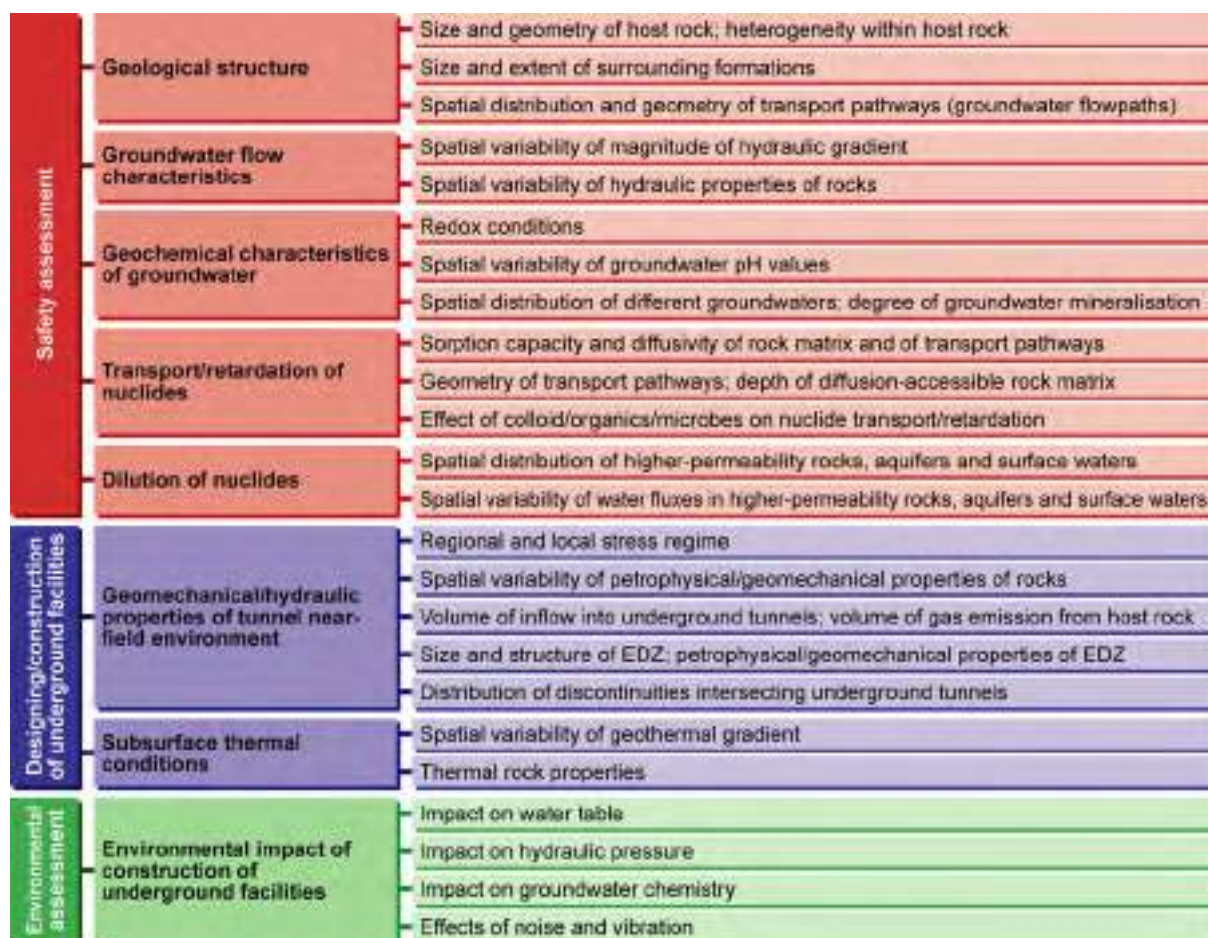


Fig. 2.2.1-1 Geological properties and processes of relevance for safety assessment, designing and construction of underground facilities and environmental impact assessment

地上からの地質環境の調査研究においては、以上の三つの観点はもちろんのこと、特に安全評価の観点に重点を置いて、整理した地質環境の特性やプロセスを把握していくことが、より具体的な課題となる。さらに、それぞれの調査研究分野では、これらの課題に対して、個別の調査・評価技術を整備するとともに、それぞれの調査研究分野で得られた結果を統合・解釈することを通じて、調査・評価技術の体系化を図っていくことが重要である。

2.2.2 段階的な調査研究の進め方と実施内容

幌延深地層研究計画の第 1 段階における調査研究の実施にあたっては、「空中及び地表からの調査は、幌延町内に限定する」という制約条件を設けてきた。地上からの地質環境の調査研究は、「幌延町全域を対象とした調査研究」と「研究所設置地区及びその周辺を対象とした調査研究」の二つの段階に大別される (Fig. 2.2.2-1)。

(1) 幌延町全域を対象とした調査研究段階

幌延町全域を対象とした調査研究の段階 (第 1 段階前段の約 2 年間) では、3 章に詳述するように、幌延町全域から、候補あるいは対象となる領域を段階的に絞り込むことにより、研究所設置地区及び研究所設置場所の選定を行った^{11), 12)}。その進展に応じて、既存情報を用いた調査から、空中からの調査 (空中物理探査)、地表からの調査 (地上物理探査及び地表地質調査)、さらにボーリング孔 (HDB-1 及び 2 孔) を利用した調査へと、広域から特定の領域へ向けて、より詳細な地質環境情報を取得するために段階的に調査研究を進めてきた¹²⁾。

(2) 研究所設置地区及びその周辺を対象とした調査研究段階

研究所設置地区及びその周辺を対象とした調査研究の段階では、①既存情報を用いた調査として、幌延町全域を対象とした調査研究段階で取得した地質環境情報や残された課題などを整理・分析し、その結果に基づき、大曲断層の三次元分布や地質環境特性の把握、研究所設置場所における地質環境情報の取得などに主眼を置いて、②地表からの調査、及び③ボーリング孔を利用した調査を進めてきた。具体的には、研究所設置地区及びその周辺の全域にわたって、地表からの調査とボーリング孔を利用した調査を並行して実施し (付録 2 及び 3 参照)、Fig. 2.2.2-1 に示したように、それを繰り返すこととした^{13)~16)}。これは、特定の課題に対して、必要な調査あるいは調査技術を繰り返し適用することによって、それに付随する技術的課題を明らかにするとともに高度化を図り、さらに、その結果の妥当性を確認しながら、地質環境の調査・評価技術として整備を図っていくことを意図している。例えば、地層処分にとって重要な地質環境の特性の一つである大規模不連続構造 (大曲断層) について、その分布を把握するための地上物理探査を繰り返し適用した事例や、ガスや石油を胚胎する堆積岩 (軟岩) を対象としたボーリング孔の掘削技術などがそれに該当する。なお、基本的には、これらの個別の調査では、「計画の立案」→「調査の実施」→「調査結果の評価」を繰り返すアプローチを採用した。

(a) 既存情報を用いた調査

研究所設置地区の選定にあたって収集した文献情報 (公開論文や報告書など) を主として、広域的に実施した調査 (空中物理探査、地上物理探査、地表地質調査、HDB-1 及び 2 孔における深層ボーリング調査) で新たに取得した地質環境情報に基づき、研究所設置地区及びその周辺の地質環境特性を概括的に把握した。また、この結果を踏まえて、地表からの調査及びボーリング孔を利用した調査の計画立案を行った。

(b) 地表からの調査

地表からは、大曲断層などの大規模不連続構造の位置や性状を把握することを主な目的として、地表地質調査及び浅層ボーリング孔を用いたガス調査を実施するとともに、広範囲にわたる反射法地震探査及び電磁探査を実施した^{13)~16)}。また、地下水流動解析において上部境界条件の設定に必要となる地下水涵養量を算定するために、研究所設置地区の周辺流域において表層水理調査を実施し、さらに、地球化学モデルの構築に必要となる表層水 (河川水や浅層地下水) の地球化学特性を把握するために、表層水質調査を実施した^{13)~16)}。

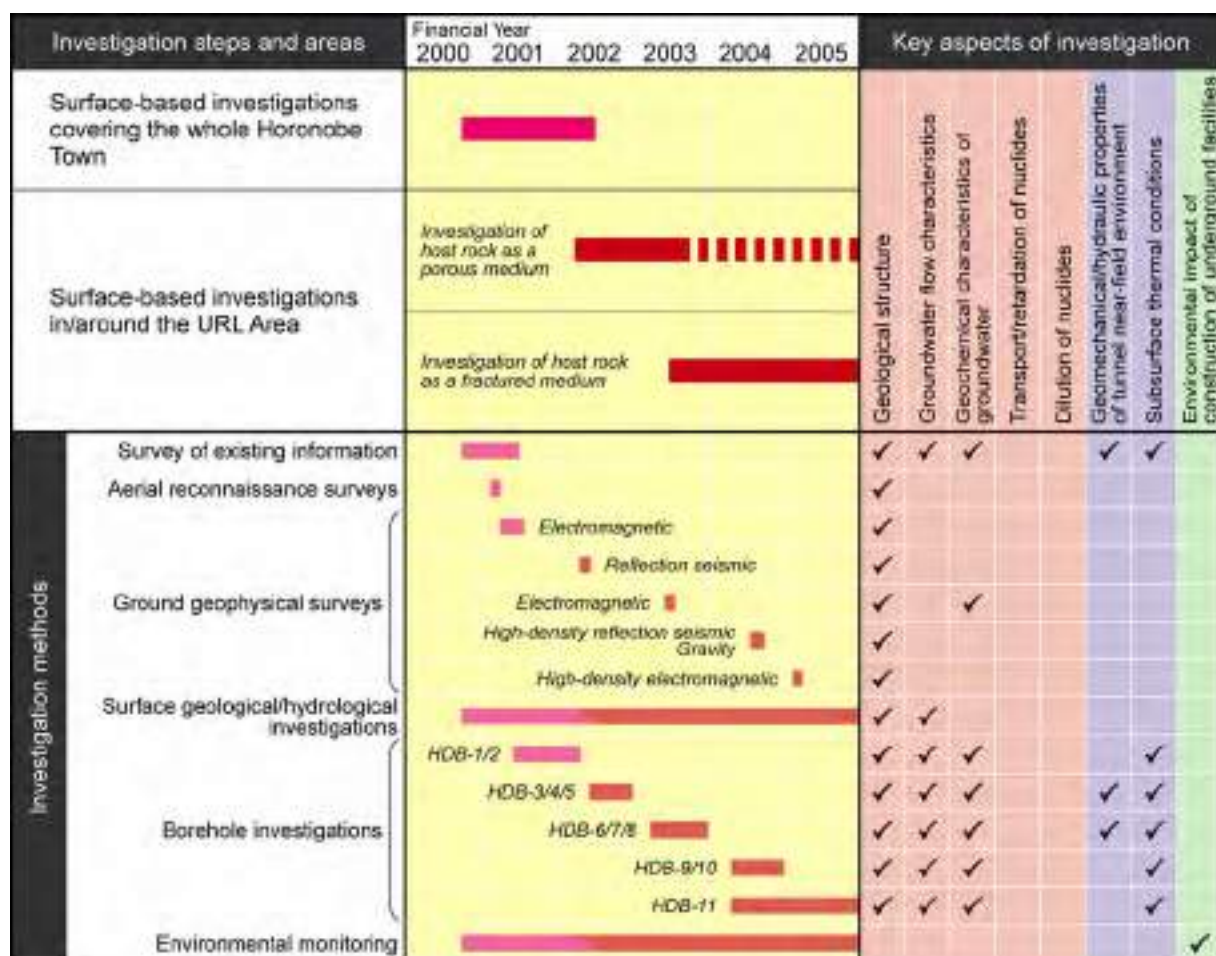


Fig. 2.2.2-1 Overview of characterization of the subsurface geological environment at Horonobe

(c) ボーリング孔を利用した調査

地上からの調査研究では、浅層ボーリング孔及び深層ボーリング孔を利用した調査を実施した。このうち、浅層ボーリング孔を利用した調査については、地表からの調査として記述したため、ここでは深層ボーリング孔を利用した調査について記述する。

深層ボーリング孔を利用した調査は、研究所設置地区の地質構造、特に大曲断層の分布や地質環境特性の把握、地下施設の設計に必要となる地質環境情報の取得、モデル化・解析において必要となる研究所設置地区の境界付近における地質環境情報の取得を主な目的として実施した。研究所設置地区及びその周辺では、研究所設置地区の選定段階においてHDB-1孔を掘削しており、そこで得られた地質環境情報や調査の目的などを考慮したうえで、研究所設置地区の全域に偏りなく調査地点を選定し、深層ボーリング孔（掘削長 470m～1,020m）を新たに 9 孔（HDB-3～11 孔）掘削した^{13)～16)}。これらの深層ボーリング孔では、稚内層と声間層を対象として、地層処分にとって重要な地質環境の特性である地質構造及び不連続構造、地層の透水性や力学特性、地下水の水質などの分布を三次元的に、かつ精度よく把握することに重点を置いて調査（岩芯観察、物理検層、水理試験、採水調査、力学試験など）を行った。また、これらの調査の終了後は長期モニタリング装置を設置し、地下水の水位・水圧及び水質のモニタリングを実施している。

なお、付録 4 に、深層ボーリング孔を利用した調査の実施概要を、また、付録 5 に、深層ボーリング孔を利用した調査の結果概要をまとめて示す。

参考文献

- 1) 核燃料サイクル開発機構: “わが国における高レベル放射性廃棄物地層処分の技術的信頼性—地層処分研究開発第2次取りまとめ—”, 総論レポート, JNC TN1410 99-020 (1999).
- 2) 清水和彦, 瀬尾俊弘, 吉田英一: “高レベル放射性廃棄物の地層処分と我が国の地質環境”, 資源と素材, 117, pp.775-784 (2001).
- 3) 原子力安全委員会: “高レベル放射性廃棄物の概要調査地区選定段階において考慮すべき環境要件について”, 平成14年9月30日 (2002).
- 4) NEA: “Features, Events and Processes (FEPs) for Geologic Disposal of Radioactive Waste – An International Database”, OECD Nuclear Energy Agency (2000).
- 5) M. Mazurek, F.J. Pearson, G. Volckaert, H. Bock: “Features, Events and Processes Evaluation Catalogue for Argillaceous Media”, OECD Nuclear Energy Agency, ISBN 92-64-02148-5 (2003).
- 6) Nagra: “Project Opalinus Clay: FEP Management for Safety Assessment”, Demonstration of disposal feasibility for spent fuel, vitrified high-level waste and long-lived intermediate-level waste (Entsorgungsnachweis), National Cooperative for the Disposal of Radioactive Waste, Technical Report NTB 02-23 (2002).
- 7) 原子力発電環境整備機構: “概要調査地区選定上の考慮事項の背景と技術的根拠”, 「概要調査地区選定上の考慮事項」の説明資料, NUMO-TR-04-02 (2004).
- 8) AECL: “Environmental Impact Statement on the Concept for Disposal of Canada’s Nuclear Fuel Waste”, Atomic Energy Canada Limited, AECL-10711, COG-93-1 (1994).
- 9) Posiva: “The Final Disposal Facility for Spent Nuclear Fuel – Environmental Impact Assessment Report”, Posiva Oy (1999).
- 10) USDOE: “Final Environmental Impact Statement for a Geologic Repository for the Disposal of Spent Nuclear Fuel and High-Level Radioactive Waste at Yucca Mountain, Nye County, Nevada”, Readers guide and summary, U.S. Department of Energy, Office of Civilian Radioactive Waste Management, DOE/EIS-0250 (2002).
- 11) 核燃料サイクル開発機構: “幌延深地層研究計画 平成12年度調査研究成果報告”, JNC TN1400 2001-008 (2001).
- 12) 山崎眞一, 中司昇, 尾方伸久, 浴信博, 守屋俊文, 竹内竜史, 國丸貴紀, 白戸信明: “幌延深地層研究計画 平成13年度調査研究結果と研究所設置地区選定”, JNC TN1400 2002-017 (2002).
- 13) 核燃料サイクル開発機構: “幌延深地層研究計画 平成14年度調査研究成果報告”, JNC TN5400 2003-001 (2003).
- 14) 核燃料サイクル開発機構: “幌延深地層研究計画 平成15年度調査研究成果報告”, JNC TN5400 2004-001 (2004).
- 15) 核燃料サイクル開発機構: “幌延深地層研究計画 平成16年度調査研究成果報告”, JNC TN5400 2005-001 (2005).
- 16) 松井裕哉, 新里忠史, 山口雄大編: “幌延深地層研究計画 平成17年度調査研究成果報告”, JAEA-Research 2006-073 (2006).

3. 研究所設置地区及び研究所設置場所の選定

幌延深地層研究計画の第1段階では、地質環境と安全に関する基本的な要件を設定し、これと並行して進めてきた地上からの地質環境の調査研究によって得られた地質環境情報に基づき、社会的条件や環境条件なども考慮して、幌延町全域から候補あるいは対象となる区域や地区を段階的に絞り込むことにより、研究所設置地区及び研究所設置場所を選定した。

本章では、研究所設置地区及び研究所設置場所の選定プロセスの事例について順番にまとめる。以下、3.1 では研究所設置場所の選定における要件と条件、及びその進め方を示したうえで、3.2 及び 3.3 で研究所設置候補区域の設定から研究所設置区域の選定までの過程を整理し、3.4 において研究所設置地区の設定について、3.5 において研究所設置場所の選定について述べ、最後の3.6 で得られた技術的知見などをまとめる。なお、ここで述べる要件と条件は研究所設置場所の選定のためのものであり、処分地の選定のための要件とは明確に異なるものである。

3.1 研究所設置場所の選定の基本的な考え方

3.1.1 研究所設置場所に求められる要件と条件

幌延深地層研究計画における地下施設（本章で用いている「研究所」はこれに該当する）は、1 章に述べたように、地層処分技術を実際の地質環境へ適用し、その実用性や信頼性の確認を通じて、地層処分技術の信頼性の向上を図っていくための研究開発の場であり、そこで遭遇する様々な地質環境（例えば、大規模な不連続構造）に対して適用できる調査評価技術や、工学技術などの整備を図ることが重要である。さらに、この地下施設は、学術的な研究の場であるとともに、地層処分にに関する理解促進の場としても活用されることが求められている。したがって、地下施設を建設する場所（研究所設置場所）が求められる要件は、実際の処分地の選定において考慮すべき要件^{1),2)}とは明確に区別されるものでなければならない。

以上のことから、「研究の対象となる地層と地下水が存在すること（地質環境要件）」と「安全に地下施設を建設でき、研究環境を確保できること（安全要件）」を、研究所設置地区及び研究所設置場所の選定における基本的要件（技術的要件）として設定した³⁾。それを踏まえ、考慮すべき具体的な技術的要件と社会的条件及び環境条件について、以下に記述する。

(1) 岩盤の力学特性に関する要件

幌延深地層研究計画の開始以前に、動力炉・核燃料開発事業団（現、原子力機構）が幌延町内で実施した深層ボーリング調査（D-1 孔）における力学特性に関する調査結果⁴⁾より、幌延地域において地下施設を安全に建設できると考えられる深度は、現在の工学技術、地下施設における調査研究の実施項目、地下施設の安全対策などを考慮すると、深度 500m 程度までが適当である。

(2) 地質構造に関する要件

地層の層理面が急傾斜である地点（褶曲軸の近傍など）で立坑や水平坑道を掘削した場合、急傾斜の層理面を滑り面として崩落が生じ、坑道が崩壊する危険性が高くなる。また、そのような地点では、地層の傾斜が緩やかな地点に比べると、水平方向での地層の変化が著しいことが予想され、地下深部で水平坑道を展開する場合、調査研究の対象とする地層を挟む上下の地層にも広く遭遇する可能性が高くなる。以上のことから、地質構造からの要件として、地下施設が安全に建設でき、調査研究の対象となる地層に広範囲で遭遇するためには、地層の傾斜が緩やかな地点を選定することが適当である。

(3) 地層分布に関する要件

幌延深地層研究計画において調査研究対象とする地層は、わが国に広く分布する新第三系堆積岩類とした。幌延地域では、既存の調査結果より、声問層主部相より下位の地層がそれに当たると考えられる。よって、研究所設置場所の主な調査坑道を設置する深度となる深度 300m から 500m 程度、特に、深度 350m 付近に厚さ 150m 程度にそれらの地層が分布していることが必要である。ここで、対象となる地層の分布深度の設定にあたっては、特定放射性廃棄物の最終処分に関する法律（平成 12 年 6 月）において、「地下 3 百メートル以上の政令で定める深さの地層において、特定放射性廃棄物及びこれによって汚染された物が飛散し、流出し、又は地下に浸透することがないように必要な措置を講じて安全かつ確実に埋設することにより、特定放射性廃棄物を最終的に処分する」とされており、本法律中に地下 300m 以上の地層と記述されていることから、300m より深い 350m 付近を設定した。また、層厚については、立坑の掘削深度を 500m と想定し、深度 350～500m に調査の対象となる新第三紀の地層が分布し、地下施設において複数の地層に遭遇することを避けるように設定した。

(4) 地下水に関する要件

研究所設置場所の選定においては、地下水の水質は要件とはならないものの、地下水の地球化学特性や流動特性に関する調査研究の重要性から、調査研究対象の地層中に地下水が存在することが要件となる。なお、D-1 孔における調査結果⁴⁾などから、幌延地域の堆積岩中には、溶存イオン濃度の高い塩水系地下水が存在すると考えられ、このような塩水系地下水の地質環境を対象として、処分技術の開発や安全評価手法の高度化を進めていくことが必要である。

(5) 社会的条件及び環境条件

これらの条件については、関連する機関、個人あるいは法令が多岐にわたることから、現地調査を開始する前から、研究所設置場所の対象となる区域に関する事前調査を行うことが重要である。例えば、社会的条件として、国定公園や国立公園などの特別公園地域、あるいは鳥獣保護区などの環境保護地域でないこと、土地利用（保安林、水源地、農振地区などの有無）及び土地所有権（宅地、農地、林地、温泉、鉱業権などの有無）の観点から開発が可能であり、史跡や遺跡が存在しないことなどが挙げられる。一方、環境条件としては、地下施設の建設に伴う工事などにより、動植物や周辺環境（河川水、地下水、土壌など）へ与える影響が小さいことが挙げられる。特に、希少動植物種が生息する地域での開発を行う場合には十分な検討が必要である。

3.1.2 研究所設置場所の選定の進め方

幌延町内における研究所設置場所の選定は、3.1.1 に示したように、あらかじめ技術的要件、社会的条件及び環境条件を明確に設定し、既存情報を用いた調査や現地調査などを通じて、それらの要件や条件を満たす区域や地区を複数選定したうえで、技術的な観点からの比較と社会的条件及び環境条件を考慮に入れた総合的な評価により、対象となる区域や地区を段階的に絞り込むことによって進めてきた。

選定の初期段階では、実際に現地調査を開始するまでには様々な手続きが必要であり、そのための時間も必要とされたことから、時間や経費の無駄を省くために、現地調査の開始までに、既存文献や公開情報を用いた調査あるいは現地における聞き取り調査を可能な限り実施し、研究所設置場所としての要件を満たす可能性が高いと考えられる区域の抽出を行った。一方、現地調査は、空中からの調査、地表からの調査、ボーリング孔を利用した調査へと、特定の領域の、より詳細な地質環境情報を取得するために実施してきた³⁾。また、これらの調査の結果については、

選定結果の技術的妥当性の確認にも用いた。

3.2 研究所設置候補区域の選定

3.2.1 研究所設置候補区域の選定の要件

研究所設置候補区域の選定の要件として、既存文献などの情報に基づき、「地下施設を安全に建設・維持でき、かつ調査研究対象となる地層が深度 350m 付近に厚さ 150m 程度で分布していること」を設定した。また、3.1.1 に述べたように、地下水の水質は要件とはならないものの、塩水系地下水を対象とした調査研究の必要性を考慮して、塩水系地下水が存在する可能性が高い区域を選定することとした。

3.2.2 既存情報の収集

幌延町内から研究所設置候補区域を選定することを目的として、幌延町の地質・地質構造、地形、気象などに関する情報を収集・整理した。既存情報として入手可能な情報は、文献、地質図のほか、幌延地域に分布する地層が石油や天然ガスを胚胎することから、これまでに実施された多数の石油探査に関する調査データ、重力探査、地震探査、及び D-1 孔における調査結果⁴⁾などが挙げられる。以下、取得した情報を整理する。また、取得した地質学的情報に基づいて作成した、地質図及び地質断面図をそれぞれ Fig. 3.2.2-1 及び Fig. 3.2.2-2 に示す。

幌延地域の地質学的な特徴として、幌延町は天北堆積盆の東端部に位置し、町内には、白亜系を基盤岩とし、古第三系の羽幌層及び曲渕層、中期中新世前半の宗谷夾炭層、鬼志別層及び増幌層、中期中新世後半～鮮新世の稚内層及び声問層、鮮新世～前期更新世の勇知層及び更別層、中期更新世以降の段丘堆積物群、及び完新世堆積物が分布している⁵⁾。これらの地層のうち、羽幌層及び曲渕層は地表で確認されていないが、既存の深層ボーリング調査において確認されている⁶⁾。稚内層、声問層、勇知層及び更別層は、増幌層に不整合で重なる深海性→浅海性→半陸成～陸成の一連の堆積物であり⁵⁾、各層はそれぞれ、主に硬質頁岩、珪藻質泥岩、細粒砂岩及び礫岩～砂岩～シルト岩で構成されている。幌延町は、いずれも北北西－南南東走向の幌延断層と大曲断層により三分され⁷⁾、幌延断層より東部、幌延断層と大曲断層の間の中部、及び大曲断層より西部の構造に区分できる。それぞれの特徴は、東部は白亜系～新第三系が分布し、褶曲及び断層が多く、中部は主に稚内層及び声問層が分布し、軸の走向が断層にほぼ平行な褶曲が雁行状に配列し、西部は声問層、勇知層及び更別層が分布し、緩傾斜の褶曲構造が発達する⁸⁾。また、東部及び西部には、活断層、とう曲、傾動などの第四紀の活構造も認められる⁹⁾。

幌延町を含む天北地域は、古くから石炭及び石油・天然ガスの調査・開発が行われてきた地域でもあり、ヌカナン断層東側は天北炭田と称され、幌延町内においても数地点で炭田開発が行われた経緯がある。一方、ヌカナン断層西側は天北油田と称され、明治末頃から国による地質調査が開始された地域であり、増幌層を中核部とする背斜構造を対象に石油・天然ガスの採掘・試掘が行われてきた経緯があるが、油田として開発されたものは存在しない。ただし、幌延町北部に隣接する豊富ガス田においては、約 36 年間にわたり天然ガスの生産が行われ、その生産ガス量は累計で約 2 億 m³と推定されている¹⁰⁾。

そのほかの情報として、気象については、北海道の最北部に位置する本地域は日本海とオホーツク海に面していることから気候は海洋性気候と内陸性気候の二つに区分される。日本海側は、冬季に卓越する季節風の影響をうけるが気温はオホーツク海側に比べ高く、8 月に最高気温を示し、1 月に最低気温を示す。また、北海道北部の年平均降水量は、全道平均（24 官署の平均値）1,195mm とほぼ等しいが、内陸地域で大きくなる傾向が認められ、上音威子府、問寒別、歌登では 1,400mm を超える¹⁸⁾と報告されており、幌延町内の複数の地点で気象観測を実施した結果

と一致する傾向を示す¹¹⁾。河川調査に関する既存情報では、流量計測が1回しか行われておらず、調査の時期やその前後での降水などの影響による季節変動などを検討したものは無かったが、調査を行った過半数の河川における比流量は、100km²あたり0.2～0.69m³ sec⁻¹であった。また、水質については、Na⁺+K⁺の組成比が高く、風送塩または地下水の湧水による影響の可能性が考えられる¹⁸⁾。本報告書では、水質に関する調査も行われているものの、その採水深度は100m前後の浅い地下水を対象にしており、深部の地下水の水質に関する情報は含まれていない。

岩盤の水理特性、深部地下水の水質及び、岩盤の力学特性に関しては、貯蔵工学センター立地環境調査として行われた D-1 ボーリング調査の報告書⁴⁾に記述されているように、声間層中には溶存イオン濃度が高くメタンガスを含有する塩水系地下水が存在することや、地下水の水圧分布はおおむね静水圧分布を示すことが明らかになっている。

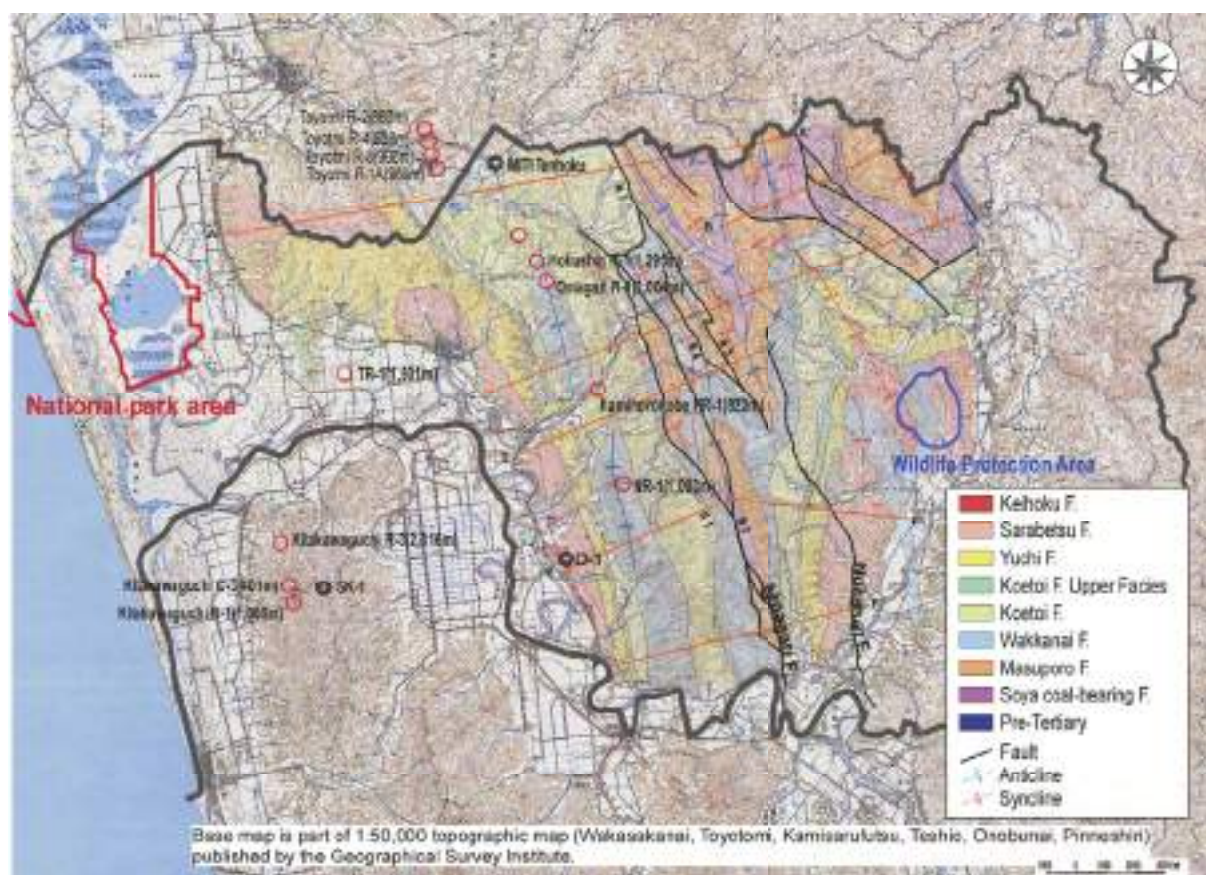


Fig. 3.2.2-1 Geological map with locations of the existing boreholes for the exploration of the Horonobe area before the Horonobe URL project

- 21 -

3.2.3 研究所設置候補区域の設定

研究所設置候補区域を設定する際には、既存情報の収集を通じて得られる情報の多くは地質学的情報であることから、研究所設置候補区域の選定は、主として地質学的な観点（地質構造及び地層分布に関する要件）から行った。具体的には、重力探査、地震探査及び入手可能なボーリング調査結果などの既存情報¹⁹⁾に基づき、幌延町全域を対象とした地質図（Fig. 3.2.2-1）及び地質断面図（Fig. 3.2.2-2）を作成し、幌延深地層研究計画において調査研究の対象とした新第三系堆積岩類（声間層主部相、稚内層及び増幌層上部泥岩層）が、深度 350m 付近に厚さ 150m 程度の水平的な広がりを持って分布すると推定される 3 区域（A、B、C 区域）を抽出した。B 区域については、地質学的に連続した地層が南北に数 10km 以上連続していると考えられ、研究所設置場所の選定のために設定した要件を満たす区域としては、一つの区域として設定することが可能であるものの、A 及び C 区域に比べてその面積が大きいことや、地質環境特性の不均質性を検討するために 2 区域（B1、B2 区域）に分けて設定した（Fig. 3.2.3-1）。

さらに、水理特性や地形情報などに関する既存情報に基づき、幌延町全域を対象とした地下水流動解析を実施し、本地域全体における地下水流動場を概略的に把握するための検討を実施した¹²⁾。この地下水流動解析では、幌延地域全体の地下水流動場（流向及び流速）や仮想的に地下施設を建設した場合を想定し、地下施設の建設に伴う周辺の地下水位の変化などを検討した。

以上の技術的な検討後、地下水の水質に関する既存情報、土地利用区分、インフラストラクチャーなどに関する情報に基づき、各区域内での現地調査の目的や計画などについて検討を行った。以下、現地調査開始までに、既存情報に基づいて推定した各区域の特徴を示すとともに、研究所設置候補区域としての問題点、現地調査において確認する項目について事前検討した結果をまとめる。このように、ある調査地域が決定しその中から研究所設置場所を選定する際には、研究所設置場所としての技術的要件を明確にしておき、現地調査を開始した際に調査の対象となる範囲を限定することが、調査のための費用や時間を節約できるうえで重要であると考えられる。

(1) A 区域

(a) 地質構造及び地層分布

本区域は、新第三系堆積岩類の上面深度が南部の背斜の頂上部付近で深度約 150m、北部の背斜の頂上部付近で深度約 250m であることから、それ以深に新第三系堆積岩類が厚く分布していると推定される。岩相は、塊状泥質岩を主体とする声間層主部相が対象層準として認められ、安定した地質構造であると推定されることから、地質構造及び地層分布に関する要件を満たすものと判断できる。また、地層は全体的に 30°以内の緩傾斜であると推定されることから、水平方向に数 km 以上にわたり新第三系堆積岩類が連続すると考えられ、調査研究に必要な地層の広がりや層厚を確保することは可能であると考えられる。

(b) 地下施設の安全性

地層の傾斜は緩く、安定した地質構造であると推定されることから、安全に地下施設を建設・維持できるものと考えられる。

(c) 規制条件

環境調査に加え、土地利用状況、土地所有者、鉱業権者などの確認については、本区域以外に共通する基本的な確認事項である。これ以外の規制条件として各種の法規制についての検討が必要となるが、既存情報より本区域の大部分が民有地であることから、地下施設の建設などは実施可能であると考えられる。

(d) 社会環境

本区域の北部には、丘陵地が広がり、道路などのインフラストラクチャーはほとんど整備され

ていない。一方、本区域の中～南部には、平坦地が広がっており、道路などのインフラストラクチャーは北部と比較すると整備されているため、地下施設の建設などは実施可能であると考えられる。

(e) 実施可能な研究項目

本区域内で過去に実施された石油・天然ガスの試掘井において 34～38°C の塩水が確認されていることから、本区域には塩水系地下水が存在すると推定され、塩淡水境界（化石水と淡水との境界）の調査研究や塩水と淡水の密度差を考慮した水理調査などが実施できる可能性がある。

(f) 確認が必要な事項

本区域の研究所設置区域としての妥当性を確認するためには、以下の 3 項目について確認する必要がある。

- ① 本区域は、褶曲構造の背斜部に位置し、これまでに本区域内で実施された石油・天然ガスの試掘井における調査から、地層中にガスが大量に胚胎している可能性が示されている。このため、地下水中の溶存ガス量についての評価が重要である。
- ② 地下施設の設置深度が第四系との不整合面と近くなる場合には、変質や風化などにより、岩盤の状態が悪くなっている可能性も考えられる。また、新第三系堆積岩類の実際の上面深度及び分布範囲によっては、地下施設を建設できない可能性がある。このため、岩盤の力学特性（岩石強度や地山強度比）や新第三系堆積岩類の実際の上面深度及び分布範囲についての確認が必要である。
- ③ 地質区分や地質層序が十分に確立されていない大曲断層西側に位置するため、調査研究の対象となる地層の年代、層序、分布範囲などについての調査が必要である。

(2) B1 区域

(a) 地質構造及び地層分布

本区域は、新第三系堆積岩類が地表から深度 500m 以深まで厚く分布し、水平方向に大曲断層を挟んで 8km（東西方向）以上にわたって連続すると推定される。主な対象層準は、塊状泥質岩を主体とする声間層主部相及び稚内層であると考えられる。また、本区域に認められる地層は、波長の長い緩やかな褶曲構造を示し、地層が断層などの不連続構造により細分化されていない安定した地質構造を有すると推定されることから、候補区域の中で最も適した条件であると考えられる。

(b) 地下施設の安全性

大曲断層西側の南部地域では、地層が 60°以上の急傾斜をなす可能性があるため、地下施設を建設・維持するためには、落盤や落石などに対する安全対策が必要となる可能性がある。一方、大曲断層東側では、地層は約 30°程度の緩傾斜で、新第三紀層が地表から深度 500m 以深まで厚く分布すると推定されることから、安全に地下施設を建設・維持できるものと考えられる。

(c) 規制条件

基本的な確認事項以外に本区域の特有の法的規制の詳細は不明であるが、民有地が広く分布していることから地下施設の建設などは実施可能であると判断される。

(d) 社会環境

本区域の東部に分布する国有林を除くと、平坦地や緩傾斜地が広く分布している。また、道路などのインフラストラクチャーも良く整備されているため、地下施設の建設などは容易であると考えられる。

(e) 実施可能な研究項目

本区域の西部には、活断層と考えられている大曲断層が北西－南東方向で分布しており、地下

施設の設置場所によっては、地下施設で直接断層と遭遇する可能性があることから、大曲断層を対象とした調査研究が可能となる。また、既存の石油・天然ガスの試掘井において、深度 600m 付近に多量の塩水（約 30°C）が確認されていることから、化石海水の分布領域における水理特性や塩淡水境界に関する調査研究が実施できる可能性がある。

(f) 確認が必要な事項

本区域の研究所設置区域としての妥当性を確認するためには、以下の 3 項目について確認する必要がある。

- ① 本区域における石油・天然ガスの量に関する情報が不足しているものの、本地域が豊富ガス田に隣接することや褶曲構造の背斜部に位置することから、石油・天然ガスの存在を考慮しておく必要がある。既存の石油・天然ガス試掘井では深度 650m 以深にガス層が分布しており、深度 955～971m 区間において $3,600 \text{ m}^3\text{d}^{-1}$ のガス量が確認されている。また、これらの試掘井では、天然ガスを胚胎する地層の上位にあたる声間層主部相及び稚内層からも $350 \sim 550 \text{ m}^3\text{d}^{-1}$ のガスの噴出が記録されている。以上のことから、地下水中の溶存ガスについての評価が重要となる。
- ② 安定した地質構造が分布していると推定される場所であっても、大曲断層及びその派生断層の位置や規模によっては、地下施設を安全に建設・維持できない可能性がある。このため、大曲断層の分布形状やその周辺の岩盤の力学特性に関する情報を取得する必要がある。
- ③ 大曲断層近傍では、地層が急傾斜で分布している可能性があることから、稚内層の下位にあたる増幌層も対象層準となる可能性が考えられる。一方、増幌層は石油・天然ガスの胚胎母岩であると考えられており、声間層や稚内層よりも地質構造が複雑であると推定されているため、増幌層に遭遇する可能性が考えられる場合には、その分布範囲や対象層準としての妥当性についての確認が必要である。

(3) B2 区域

(a) 地質構造及び地層分布

本区域は、新第三系堆積岩類が地表から深度 500m 以深まで厚く分布し、水平方向（東西方向）に大曲断層を挟んで 4km 以上にわたって連続すると推定される。主な対象層準は、塊状泥質岩を主体とする声間層主部相及び稚内層と考えられる。

(b) 地下施設の安全性

大曲断層西側では、地層が $60^\circ \sim 80^\circ$ 以上の急傾斜をなす可能性があるため、地下施設を建設・維持するためには、落盤や落石などに対する安全対策が必要となる可能性がある。一方、大曲断層東側は、地層が 30° 程度の緩傾斜であると推定されており、大曲断層西側と比較すると安定した地質構造である。また、地表から地下 500m 以深まで、新第三系堆積岩類が厚く分布すると推定されることから、安全に地下施設を建設・維持できるものと考えられる。

(c) 規制条件

基本的な確認事項に該当しなければ、自然公園特別地域及び鳥獣保護区などの法規制区域外であり、地下施設の建設などは実施可能であると判断される。

(d) 社会環境

地質条件の良い大曲断層東側は、大部分が丘陵地かつ国有林であり、道路などのインフラストラクチャーはほとんど整備されていない。地下施設の建設などを考慮した場合、私有の平坦地及び緩傾斜地が広く分布し、道路などのインフラストラクチャーが比較的良く整備されている大曲断層西側から、地下施設を展開していくなどの対策が必要と考えられる。

(e) 実施可能な研究項目

本地区西部には、活断層と考えられている大曲断層が北北西－南南東方向で分布しており、地下施設の設置場所によっては、地下施設で直接断層と遭遇する可能性があることから、大曲断層を対象とした調査研究が可能となる。また、大曲断層西側で掘削された D-1 孔において化石海水が確認されていることから、化石海水の分布領域における水理特性や塩淡水境界に関する調査研究が実施できる可能性がある。

(f) 確認が必要な事項

本区域の研究所設置区域としての妥当性を確認するためには、以下の 5 項目について確認する必要がある。

- ① 大曲断層近傍では、地層が急傾斜で分布している可能性があることから、稚内層の下位にあたる増幌層も対象層準となる可能性が考えられる。増幌層は石油・天然ガスの胚胎母岩であると考えられており、声問層や稚内層よりも地質構造が複雑であると推定されているため、増幌層に遭遇する可能性が考えられる場合には、その分布範囲や対象層準としての妥当性についての確認が必要である。
- ② 安定した地質構造が分布していると推定される場所であっても、大曲断層及びその派生断層の位置や規模によっては、地下施設を安全に建設・維持できない可能性がある。このため、大曲断層の分布形状やその周辺の岩盤の力学特性に関する情報を取得する必要がある。
- ③ 本区域における石油・天然ガスの量に関する情報が不足しているものの、本区域は褶曲構造の背斜部に位置し、石油・天然ガスを胚胎する増幌層が対象層準の一つとなる可能性があること、及び地表においても極小規模であるが油徴やガス徴が確認されていることから、石油・天然ガスの存在を考慮しておく必要がある。以上のことから、地下水中の溶存ガスについての評価が重要となる。
- ④ 地質区分や地質層序が充分に確立されていない大曲断層西側に位置するため、調査研究の対象となる地層の年代、層序、分布範囲などについての調査が必要である。
- ⑤ 大曲断層東側の国有林内において、地下施設の建設などの実施可能性や実施する場合の制約の有無について確認しておく必要がある。

(4) C 区域**(a) 地質構造及び地層分布**

本区域は、新第三系堆積岩類が地表から深度 500m 以深まで厚く分布し、水平方向へ数 km 以上にわたって連続すると推定される。また、主な対象層準として、塊状泥質岩を主体とする声問層主部相及び稚内層が広く分布すると推定される。本区域の西部から南部では、地層は 40～60°以上の急傾斜を示すが、中央部～東部では 30°以内であり、安定した地質構造を有すると推定されることから、新第三系堆積岩類が適切に分布していると推定される。しかしながら、本区域内では増幌層や勇知層に遭遇する可能性がある。

(b) 地下施設の安全性

本区域の西部～南部では、地層が 40～60°以上の急傾斜をなすと推定されるため、水平方向の岩相変化が著しく、地下施設を建設・維持するためには、落盤や落石などに対する安全対策が必要となる可能性がある。一方、本区域の中央部～東部では、地層は 30°以内の緩傾斜であり、非常に安定した地質構造であると推定される。また、地表から深度 500m 以深まで新第三系堆積岩類が厚く分布するため、安全に地下施設を建設・維持できるものと考えられる。しかしながら、勇知層については、砂岩を主体とする層であると推定されており、地下施設を安全に建設・維持することに注意が必要である。

(c) 規制条件

本区域は、自然公園特別地域及び鳥獣保護区などの法規制区域外であるものの鳥獣保護区に隣接することから、地下施設の設置場所によってはそれに影響を与えないような調査研究計画を策定する必要がある。

(d) 社会環境

本区域北部の道道に沿ってわずかに緩傾斜地が存在する以外は丘陵地で、道路などのインフラストラクチャーがほとんど整備されていないため、地下施設の建設などが容易には実施できない可能性がある。

(e) 確認が必要な事項

本区域の研究所設置区域としての妥当性を確認するためには、以下の 3 項目について確認する必要がある。

- ① 本区域は、天北炭田地域に位置し、石油・天然ガスの調査はほとんど行われていない地域であるため、他の候補区域と比較すると、地質・地質構造が詳細に把握されていない。このため、対象層準の年代、層序、地質構造、分布範囲などについての調査が必要である。
- ② 本区域には、地下施設が増幌層や勇知層に遭遇する可能性がある場所が存在する。増幌層は石油・天然ガスの胚胎母岩であると考えられており、声問層や稚内層よりも地質構造が複雑であると推定されているため、増幌層に遭遇する可能性が考えられる場合には、その分布範囲や対象層準としての妥当性についての確認が必要である。一方、勇知層は、軟質の細粒砂岩を主体とするため、勇知層の岩石強度や対象層準としての妥当性についての確認が必要である。
- ③ 本区域は、大部分が国有林（北海道大学天塩研究林）であるため、地下施設の建設などの実施可能性や実施する場合の制約の有無について確認しておく必要がある。

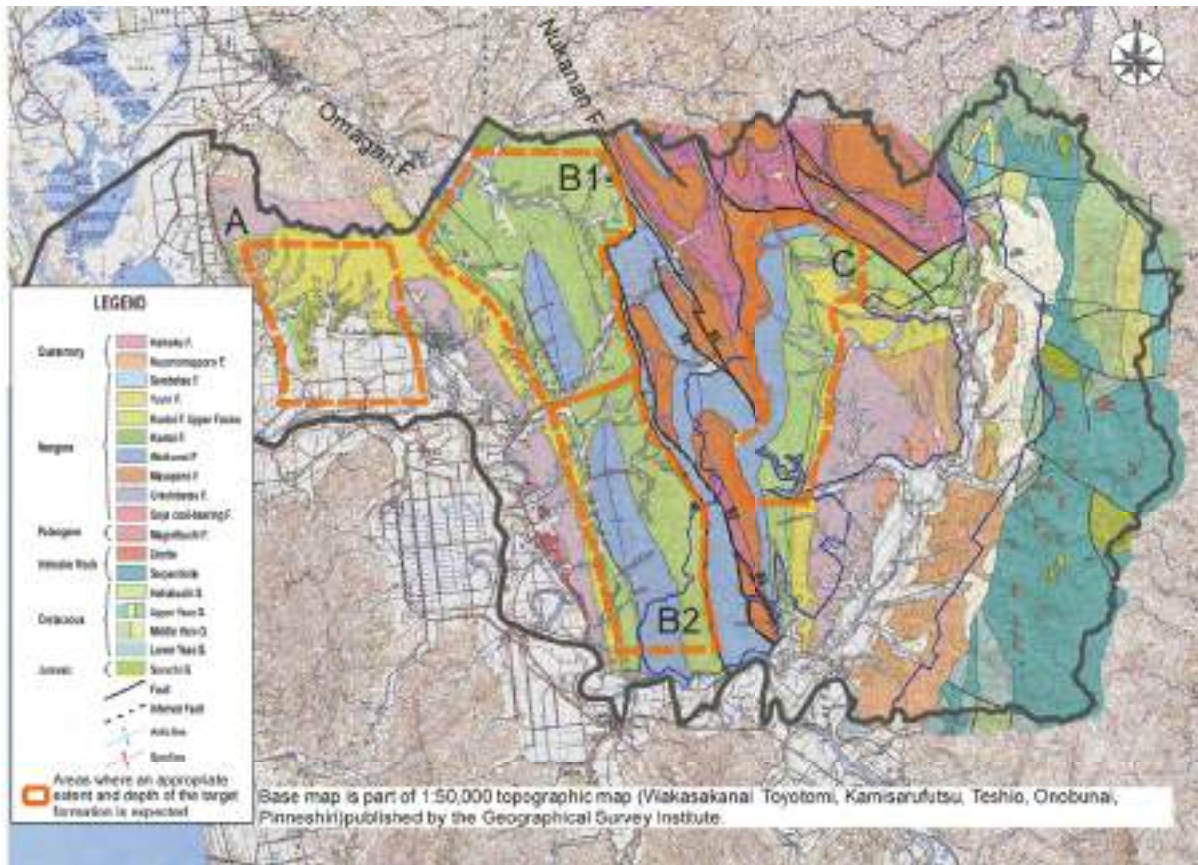


Fig. 3.2.3-1 Four potential areas selected for URL construction in Horonobe Town.

3.3 研究所設置区域の選定

3.3.1 研究所設置区域選定の要件

現地調査の開始後に、幌延町周辺における温泉の分布に関する情報が新たに得られたことから、「地下施設の建設が幌延町周辺の温泉へ影響を及ぼさないこと」を確認する項目を、3.2.1 に示した研究所設置候補区域の選定における要件や条件に追加した。

3.3.2 空中からの調査

研究所設置候補区域を対象に、既存情報などに基づいて推定した地質構造について、その妥当性を確認することを主な目的として空中物理探査を実施した。

(1) 調査の手法と進め方

空中物理探査では、電磁探査、磁気探査、放射能探査などの手法を組み合わせ適用することによって、広域で大局的な地質構造を把握することができるため、広域調査の初期段階で有効な手法であると考えられる。電磁探査は、岩種の違いなどの地質構造の把握に、磁気探査は、より深部あるいは規模の大きい地質構造の抽出に、さらに、放射能探査は、地表付近の大規模不連続構造などの調査に適している。

研究所設置区域の選定のための空中物理探査は、調査研究の対象となる新第三系堆積岩類が、深度 500m 程度に十分な広がり厚さをもって分布していると推定される全 4 候補区域を対象としたものの、C 区域については、同区域内にある北海道大学天塩研究林上空の調査に関する理解が得られなかったことから、調査を実施しなかった。調査は、飛行間隔を主測線 250m、交差測線 2km 間隔、飛行高度を約 60～120m として実施した (Fig. 3.3.2-1)。

(2) 調査の結果

空中電磁探査の結果、砂岩、礫岩を主体とする更別層及び勇知層の分布域では、30～500 Ω m 程度の高比抵抗を示し、また、泥質岩を主体とする声間層、稚内層及び増幌層上部泥岩層の分布域では、地表から地下数 10m 程度までは 50～200 Ω m 程度の高比抵抗を示す場所もあるものの、地下数十 m 以深では 1～10 Ω m 程度の低比抵抗を示した (Fig. 3.3.2-2)。

空中磁気探査の結果では、空中電磁探査の結果と整合的な結果が得られたが、勇知層と更別層との境界部で、北北西－南南東方向の磁気異常が認められた。このほか、ヌカナン断層の東に分布する増幌層の分布域にも連続性が乏しい磁気異常が認められている。これらの磁気異常は、砂質の地層の分布に対応していると考えられ、既存の地質情報¹³⁾に示された広域磁気図の傾向と調和的である (Fig. 3.3.2-3)。

放射能調査の結果は、天塩川沿いの沖積低地や丘陵地の沢部で自然放射線強度が高く、新第三系堆積岩類の分布域では低い傾向が認められる。大曲断層などの大規模不連続構造の推定位置において、特に高い値を示すような傾向は認められなかった。

以上の結果をまとめると、堆積岩類の分布域では、地質学的な物性（岩相や化学組成など）がほぼ均一であると考えられるため、比抵抗コントラストは小さく、地下施設の建設予定深度である深度 500m 程度に、均質な堆積岩が分布していると推定された。一方、大曲断層が分布すると推定される位置付近に低比抵抗体の分布が認められるが、大曲断層の分布位置やその分布形状を特定できるような明瞭な結果を空中物理探査で取得することは困難であった。しかしながら、これらの空中物理探査の結果は、研究所設置対象候補区域選定の際に推定した地層分布や地質構造などと整合的であり、また、D-1 孔での調査結果⁴⁾とおおむね調和的である。したがって、研究所設置候補区域（A, B1, B2 区域）の選定は妥当であると考えられる。

以上のような技術的知見に加えて、空中物理探査の実施にあたっては、幌延地域では牧畜が盛んであることから、ヘリコプターの騒音が家畜へ与える影響が考えられ、事前の広報活動などの対応が重要であるという知見が得られた。

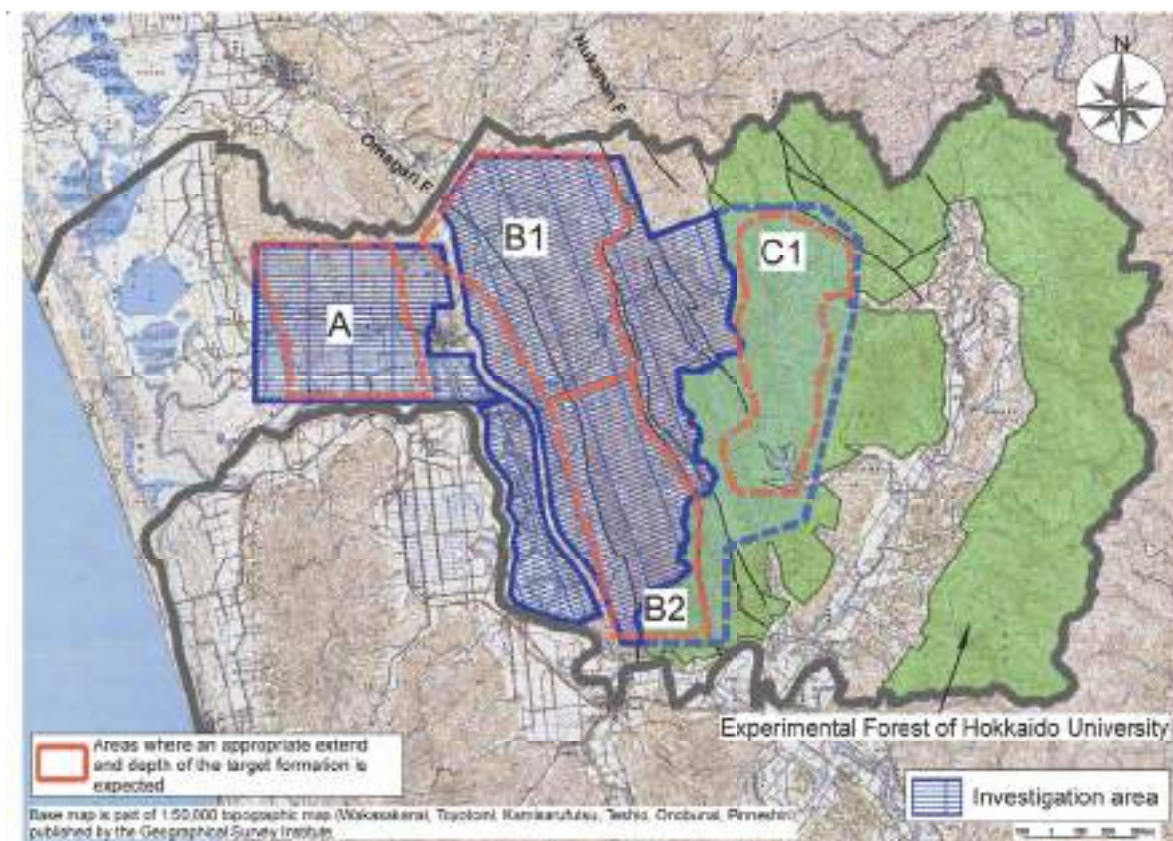


Fig. 3.3.2-1 Areas for aerial reconnaissance surveys in Horonobe Town

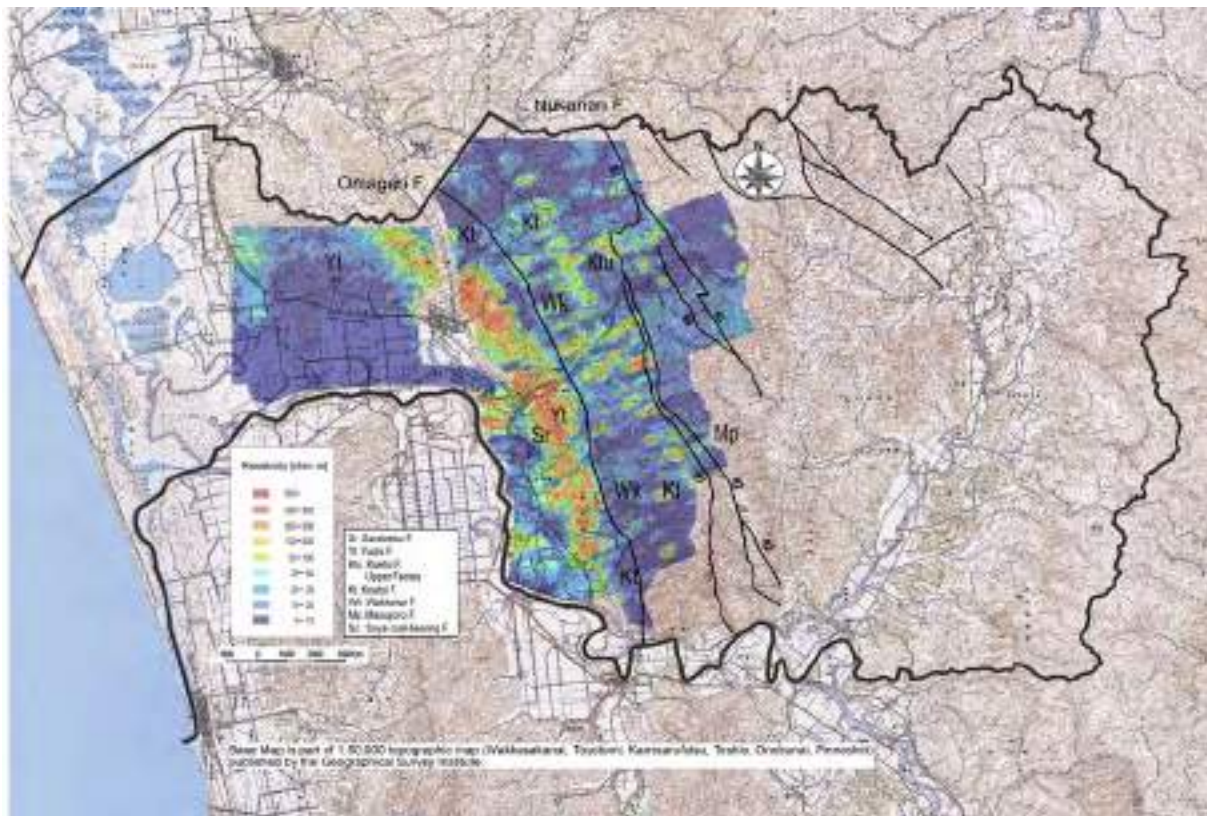


Fig. 3.3.2-2 Image of resistivity distribution by airborne electromagnetic survey

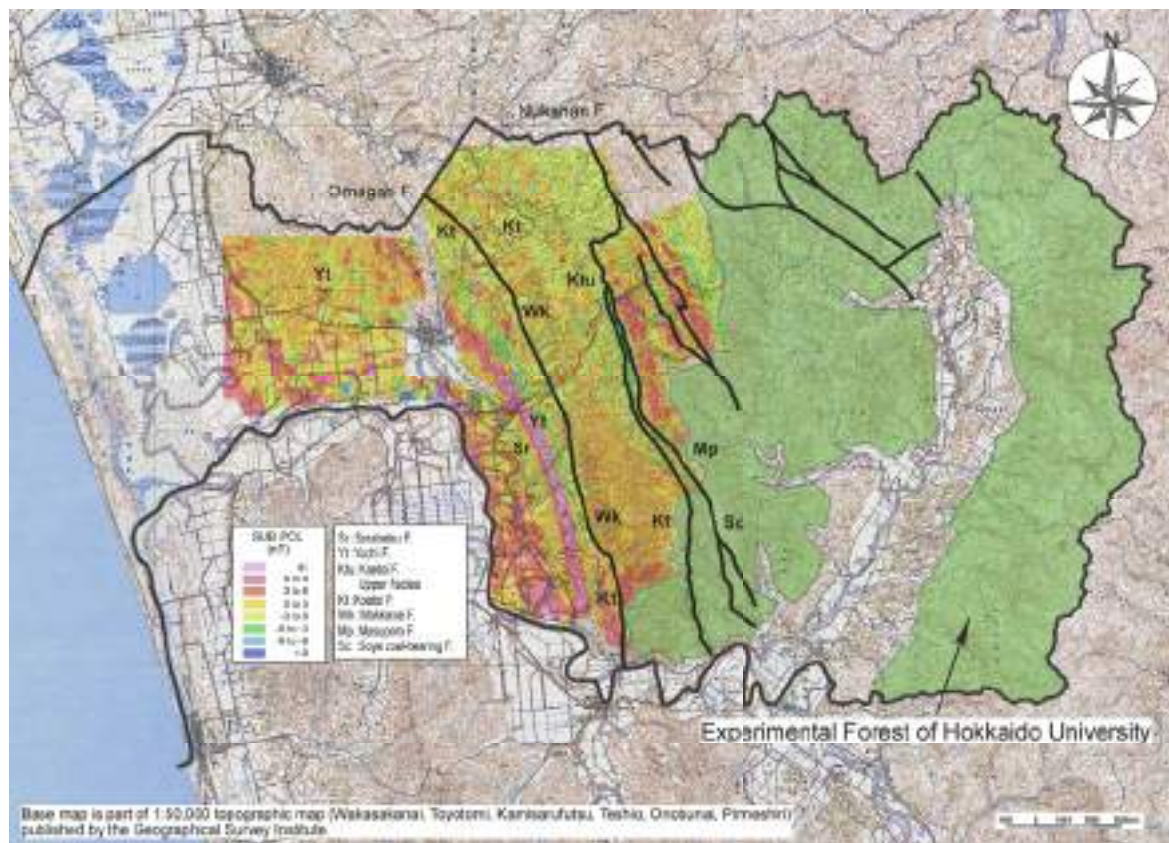


Fig. 3.3.2-3 Image of resistivity distribution by airborne magnetic survey

3.3.3 地表からの調査

幌延地域に分布する新第三系堆積岩類については、岩相の変化が少ない塊状の泥質岩から構成されているため詳細な層序が確立していない。また、幌延町のほぼ中央部を縦断する大曲断層は、鉛直方向の変位が数百～千数百 m と推定される東傾斜の逆断層で、第四紀まで活動が継続したと推定されている¹⁴⁾が、幌延町内において断層露頭は確認されていないことから、大曲断層の位置や傾斜、破碎帯の有無、あるいは断層活動に関する直接的なデータは不十分である。

地表からの調査では、空中物理探査結果の妥当性、並びに既存の地質情報の確認を行うとともに、岩石鉱物学的データの取得を目的として、地上物理探査（電磁探査）、地表地質調査、採取した岩石試料を用いた岩石鉱物試験（顕微鏡観察、モード分析、粉末 X 線回折、全岩化学分析、微化石分析、ロックエバル分析、古地磁気分析、年代測定）を実施した¹⁵⁾。

(1) 地上物理探査

地震探査に関する既存の調査結果¹⁹⁾により、地震探査法による本地域の地質構造の知見は把握できていることから、既存の調査で実施されていない MT 及び AMT 法電磁探査を実施し、二次元比抵抗解析を行い地質構造の把握を試みた (Fig. 3.3.3-1)。その結果、比抵抗の平面分布は、本地域の地質構造と調和的に北北西－南南東方向の傾向が認められた。得られた比抵抗構造を整理すると浅部（表層）の地層は、大曲断層の西側では砂岩を主体とする勇知層の比抵抗を反映し、東側では泥岩を主体とする声問層の比抵抗を反映した構造が認められ、大曲断層の東西で比抵抗が異なる岩種が分布していることに起因する明瞭なコントラストが認められた。一方、深度 500m 付近の地層は大曲断層の東西に泥岩を主体とする声問層、もしくは稚内層が分布しており比抵抗のコントラストが不明瞭な傾向が示された (Fig. 3.3.3-2)。このことから、本地域の地下深部には、比抵抗のコントラストが小さく物性的にはほぼ類似した泥岩が、研究所設置候補区域における深度 500m 程度に分布していることを示唆していると考えられる。

以上の結果から、空中物理探査及び地上物理探査によって推定された地質構造は、既存情報から推定した地質構造と整合的であり、調査研究対象である地層が深度 350m 付近に均質に存在している可能性が示唆されたことから、調査を実施できた研究所設置候補区域（A、B1、B2 区域）については、地質構造及び地層分布に関する要件を満たしていると判断された (Fig. 3.3.3-3)。

(2) 地表地質調査

幌延町内を対象として既存情報をもとに推定した地質層序、地層分布及び地質構造を確認することを目的として地表地質調査を行った (Fig. 3.3.3-4)。その結果、声問層主部相の珪藻質泥岩中に直径数 cm 程度のバイオターベーション（貝などの巣穴の跡）が発達していること、大曲断層の東側には声問層主部相下部に稚内層と同様の硬質な泥岩が認められたことから、柳田 (1998)¹⁴⁾が稚内層とした地層がこれに相当する可能性が確認された。また、地質調査を実施した大部分の地域において、大曲断層の西側には声問層主部相が分布し、大曲断層東側には稚内層が分布していることが確認されたが、大曲断層東側の一部地域に声問層主部相と類似する岩石が分布していることも明らかになった。さらに、大曲断層の傾斜に関して従来の知見と比較すると高角である可能性が考えられる結果が取得されたが、その角度や形状に関する知見を得ることが出来なかったことから、既存の地質図の修正に至らなかった。地表地質については、以上のように新たな知見が得られたものの、調査の結果はおおむね既存の地質学的情報と整合的であった。

以上の結果をまとめると、既存情報の調査結果は、おおむね信頼性が高いものであるが、声問層と稚内層の岩相境界やその分布が明確ではない場合や、一部で声問層や稚内層が混同されるなど、地質層序や地層分布に関する課題が明確になった。

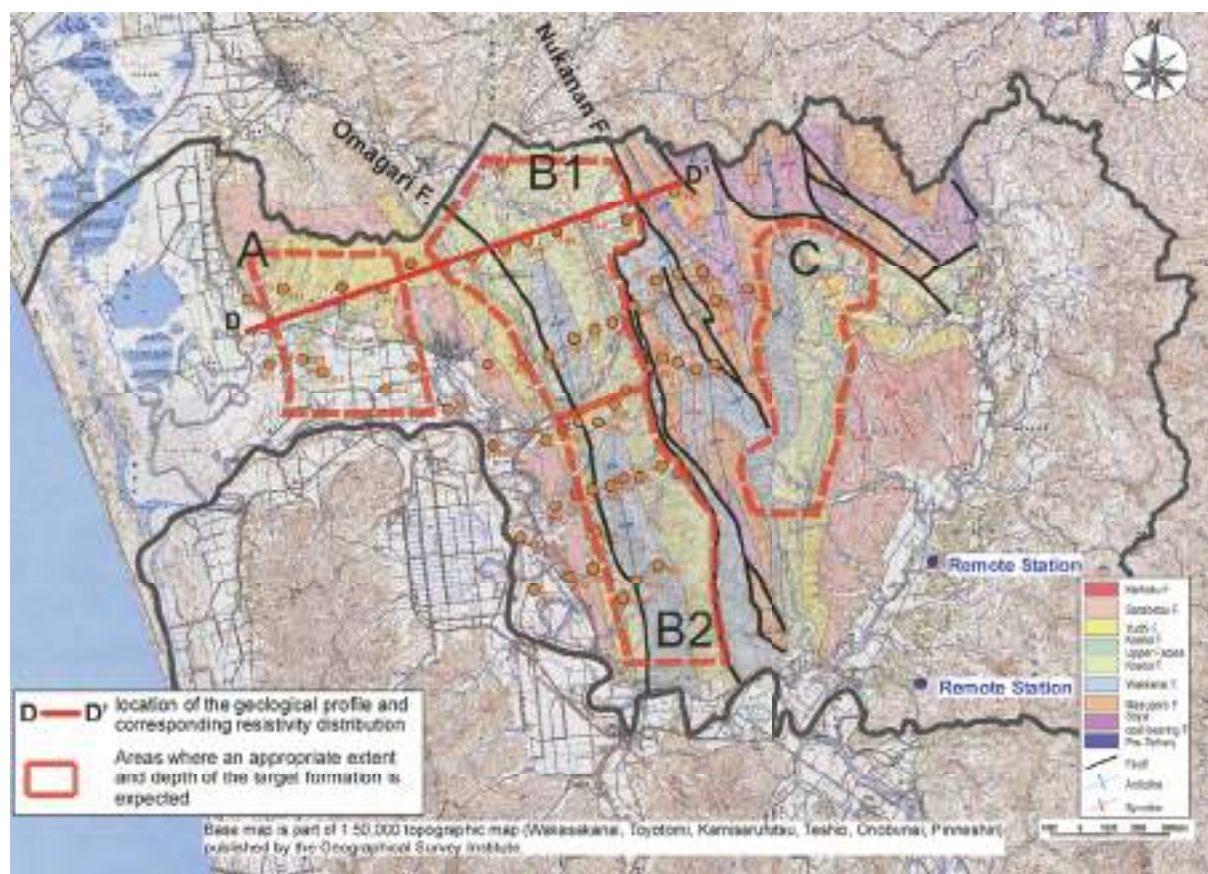


Fig. 3.3.3-1 Station points for ground geophysical survey (MT and AMT methods)

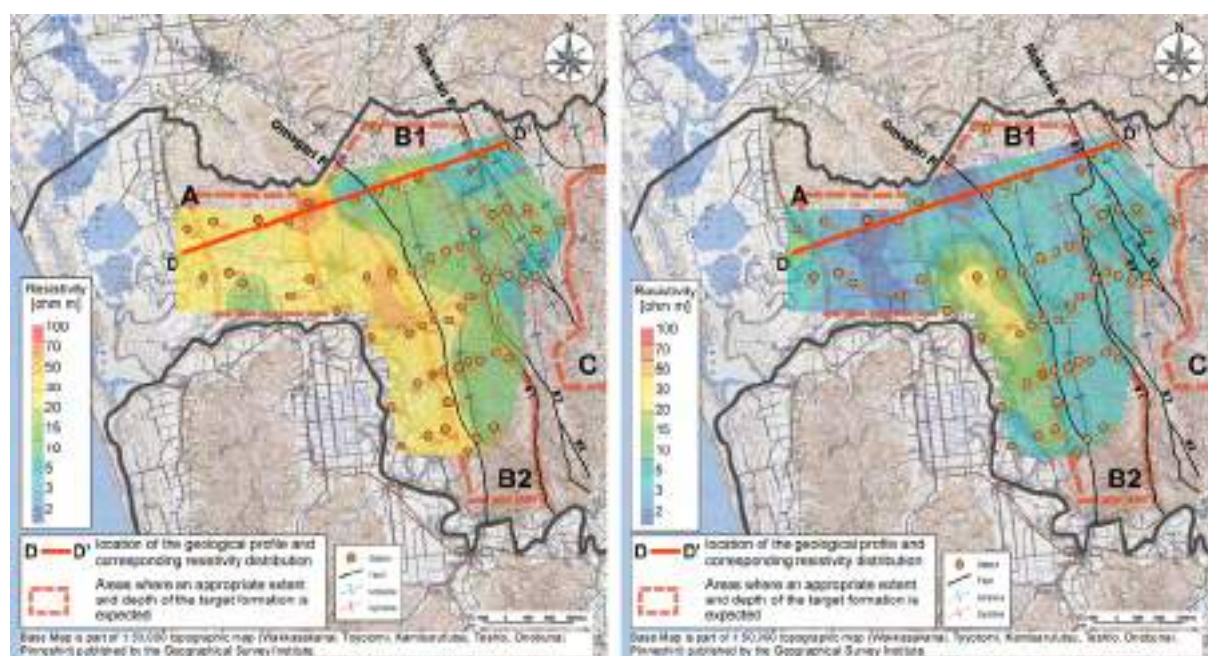


Fig. 3.3.3-2 Images of resistivity distribution at depths of EL 0m (left) and EL-500m (right)

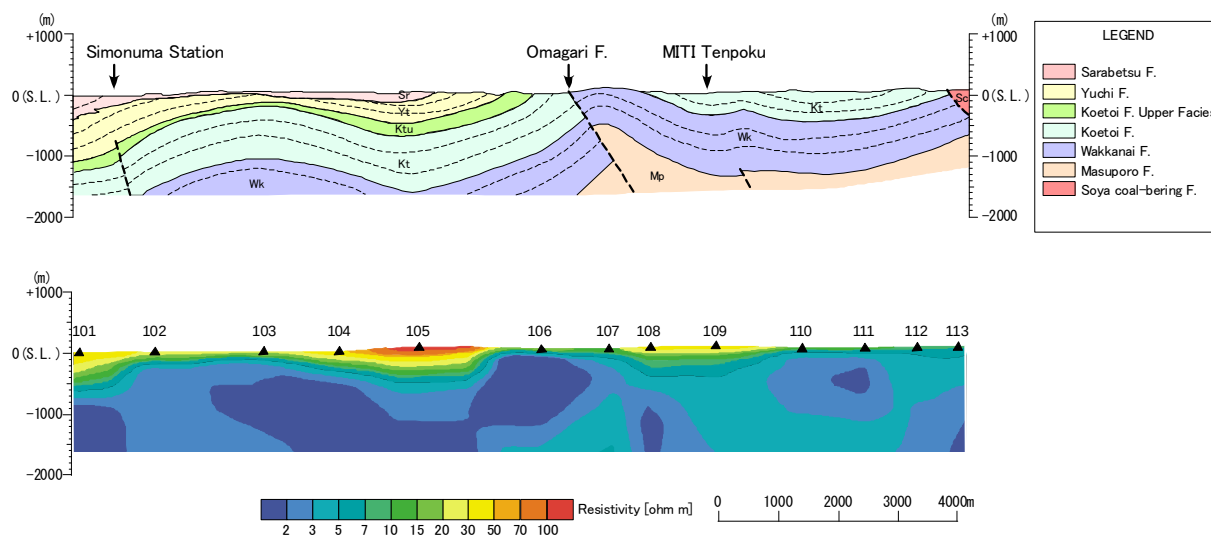


Fig. 3.3.3-3 Comparison between a schematic geological profile and the corresponding resistivity

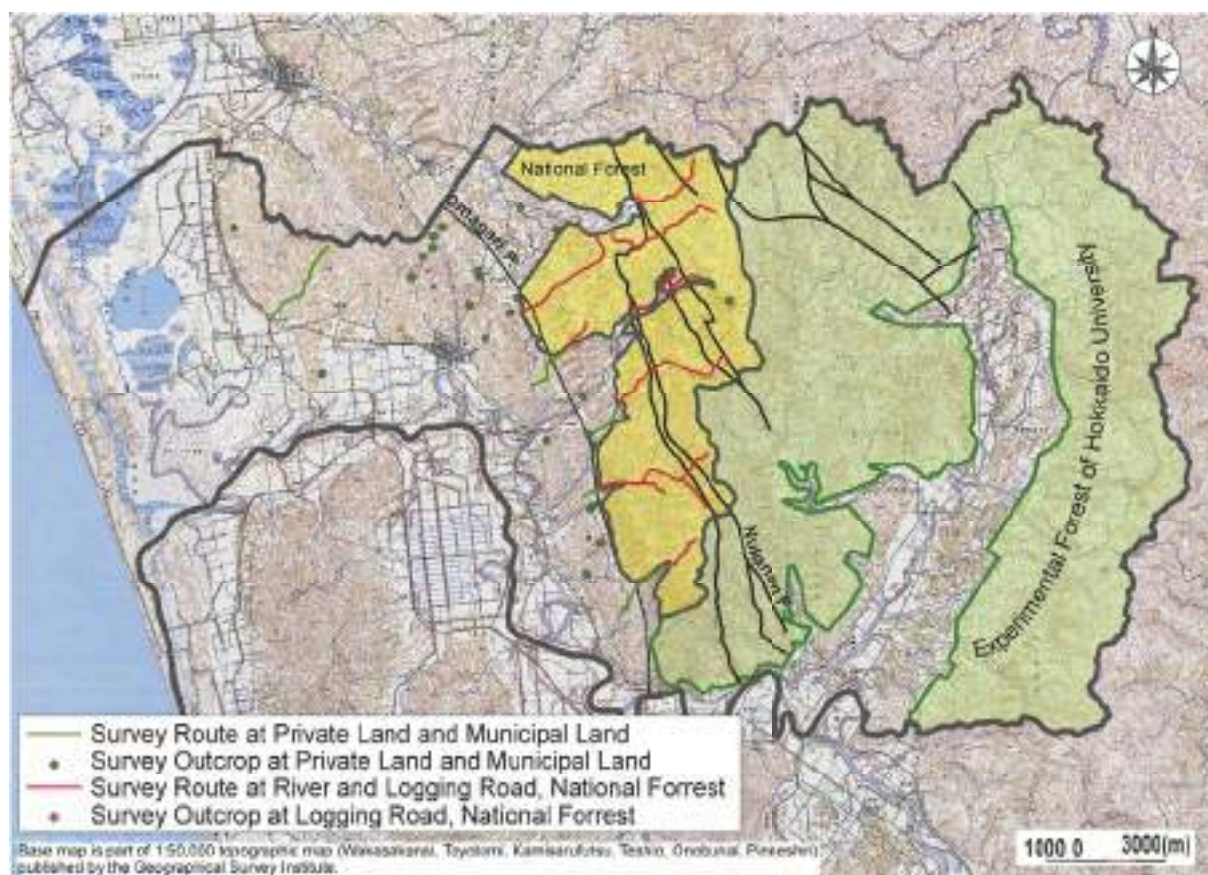


Fig. 3.3.3-4 Surface geological investigations in Horonobe Town

3.3.4 ボーリング調査

研究所設置区域を選定するためのボーリング調査は、当該地域における最初のボーリング調査である。そのため、ボーリング調査の主な目的は、研究所設置区域が技術的要件を満たすことを確認するとともに、地質環境特性に関する直接的な情報を取得し、既存情報により推定した地質環境特性の確認をすることである。また、ボーリング調査技術については、近年の技術が向上しているものの、想定外の地質環境に遭遇し、しばしば問題を引き起こすことから、ボーリング調査技術として掘削用のビット、泥水の組成、補孔の方法などを確立することも目的の一つである。

(1) 調査実施区域及び地点の選定

空中及び地表からの調査の結果と土地の利用状況に基づき、研究所設置候補区域（A、B1、B2、C 区域）の中から、研究所設置場所としての技術的要件を満たし、かつ、社会的条件をもとに研究所設置候補区域を 2 区域選定し、それらの区域内においてボーリング調査を実施する地点をそれぞれ選定した。

A 区域では、幌延背斜と呼ばれる大規模な地質構造が確認されており、過去の石油・天然ガスの試掘井では推定 $10,000\text{m}^3\text{d}^{-1}$ 以上のガスが噴出し、ボーリング調査が継続できなくなったとの報告^{10), 20)}があることから、ボーリング調査や地下施設の建設が安全にできない可能性が他の区域に比べ高いと考えられるため、ボーリング調査の実施区域から除外した。また、本区域については、既存情報によりガスを胚胎することが確認された時点で、空中及び地表からの調査を実施する前に除外することは可能であったが、地下水中に溶存ガスを胚胎する可能性は各区域において同様の条件であると考えられたこと、ガスの胚胎する場を除外する技術要件が設定されていないことから、この段階で研究所設置候補区域から除外した。

C 区域については、土地利用の制限により空中及び地表からの調査を実施できていないことや、仮に調査を継続できた場合においても、土地利用の制限から地下施設を建設できない可能性が高いことから、研究所設置候補区域から除外した。ただし、A 及び C 区域ともに B1 及び B2 区域が研究所設置候補区域として不適な際には、改めて研究所設置広報区域として調査を実施する可能性を示した。

B1 及び B2 区域については、空中及び地上からの調査の結果に基づき、両区域内において、対象とする地層が深度 350m 付近に厚さ 150m 程度で分布している位置を確認し、ボーリング調査地点を複数地点選定した。また、両区域の中央部には大曲断層が存在しており、大曲断層の東西において、調査研究の対象となる地層の地質環境特性を把握し、その不均質性に関する知見や大曲断層が両区域の地質環境特性に与えている影響に関する知見を得ることを考慮して、ボーリング調査を B1 及び B2 区域内で、かつ、大曲断層の東西に位置するように配置してボーリング調査を実施することとした。ボーリング調査位置の選定にあたっては、研究所設置地区や場所が選定された際に有効的に使用できることや、既存情報から推定された地質環境特性を確認できるような位置を選定することが重要であると考えられる。最終的には、土地利用状況や諸手続きの容易さを考慮し、B1 区域に HDB-1 孔、B2 区域に HDB-2 孔の調査地点を決定した (Fig. 3.3.4-1)。その結果、HDB-2 孔については、B1 区域と B2 区域の境界部に位置する場所となっているものの、B1 及び B2 区域は連続した地層が分布していると考えられることと、それぞれのボーリング孔の位置が離れていることから、両者の調査結果を比較することにより両区域に分布する地質環境特性の不均質性に関する知見は得られるものと考えられる。

(2) 調査の概要

ボーリング調査は、対象とする地層が深度 350m 付近に厚さ 150m 程度で分布していることを

確認すること、地下施設の設計に資するための岩盤の力学特性に関するデータや、水理地質構造モデルの構築及び地下水流動解析に必要なデータを取得すること、及び塩水系の地下水の存在を確認することに主眼を置いて実施した。この調査の結果は、現地調査の開始前に収集・整理した既存情報や地質環境特性の推定結果などと比較することにより、地質環境の推定技術の確認や地質環境モデルの見直し、地下水流動解析の信頼性を向上させるために活用できる。一方、地下施設の設計に資するための岩盤力学データの取得については、研究所設置場所の近傍で実施することが望ましいが、堆積岩がほぼ均一に分布していると考えられるような場では、初期のボーリング調査の結果を用いて、地下施設を安全に建設・維持できることを確認することは重要である。

ボーリング孔の掘削長については、地下施設の水平坑道を深度 350m 及び 500m 付近に建設するために必要な岩盤力学データや地質環境情報の取得という観点では、500m 程度で十分であると考えられる。しかしながら、地下水流動解析では、地表から約 5,000m 程度の深さまでの解析を実施しており、地下施設の建設予定深度である 500m よりも深い場の透水性、間隙水圧などの水理場を把握することにより、既存情報に基づく地下水流動解析の結果を確認することが必要である。さらに、立坑掘削に伴う周辺環境への影響を検討するための水理特性を把握するために、最終的にボーリング孔の掘削長を 720m とした^{16),17)}。

(3) 調査の結果

調査結果の詳細については、4 章以降に記述し本項では研究所設置区域の選定のために考慮した結果を記述する。HDB-1 及び 2 孔のボーリング調査の結果、調査研究の対象となる地層（声間層主部相及び稚内層）が、地表付近から深度 720m まで分布することを確認した。また、HDB-1 孔では、深度 321m（現在は境界深度を見直し、325.0m としている）に、HDB-2 孔では、深度 56.7m（現在は境界深度を見直し、41.4m としている）に声間層主部相と稚内層との境界が確認され、その境界深度から孔底部まで稚内層が分布していることが確認された（付録 5 参照）。コアを用いた一軸圧縮試験の結果から、深度 500m 程度の地層の力学強度として 10～35MPa 程度を、また、ボーリング孔内で実施した応力測定の結果、最大主応力は、HDB-1 孔（深度 585.0m）で 12.37MPa、HDB-2 孔（深度 535.5m）で 13.94MPa を確認し、水平面内最大主応力と最小主応力の比は、各孔ともほとんど 1.5 倍以内に収まっており、大きな異方性は無いものと考えられた。これより、両区域において地下施設を安全に建設・維持できることが確認された²¹⁾。

地層の水理学的特性については、HDB-1 孔（深度 370.0～395.0m）で 10^{-10}ms^{-1} オーダー、HDB-2 孔（深度 344.9～404.9m）で 10^{-9}ms^{-1} オーダーの透水係数の値が得られた。その結果、この段階では、本地域の堆積岩は多孔質媒体であると想定していたことから、HDB-1 及び 2 孔で実施した透水試験により得られた透水性より難透水性の地層であると考えられる。また、水理試験中に採水した地下水の化学組成は、掘削水の影響が残っているものの、現在の海水と比較して 1/2～1/3 程度の溶存イオン濃度を有する塩水系地下水であることを確認した（Fig. 3.3.4-2）。また、コアから抽出した間隙水の分析においても同様の結果が得られた。

地下水中の溶存ガスについては、HDB-2 孔で実施した水理試験中にガスの湧出が確認された。このガスの湧出は、水理試験時に試験区間の水圧を低下させたことから、試験区間近傍の地下水中に溶存していたガスが脱ガスした結果と考えられる。一方、HDB-1 孔における水理試験時には、HDB-2 孔と比較すると有意なガスの湧出は認められていない。また、掘削水として循環させている泥水中のガス成分データや、水理試験時に採取したガス及びコアから湧出するガスの分析結果は、大気の混入が認められるものの、主体はメタンガスであることを示している（Fig.3.3.4-3）。

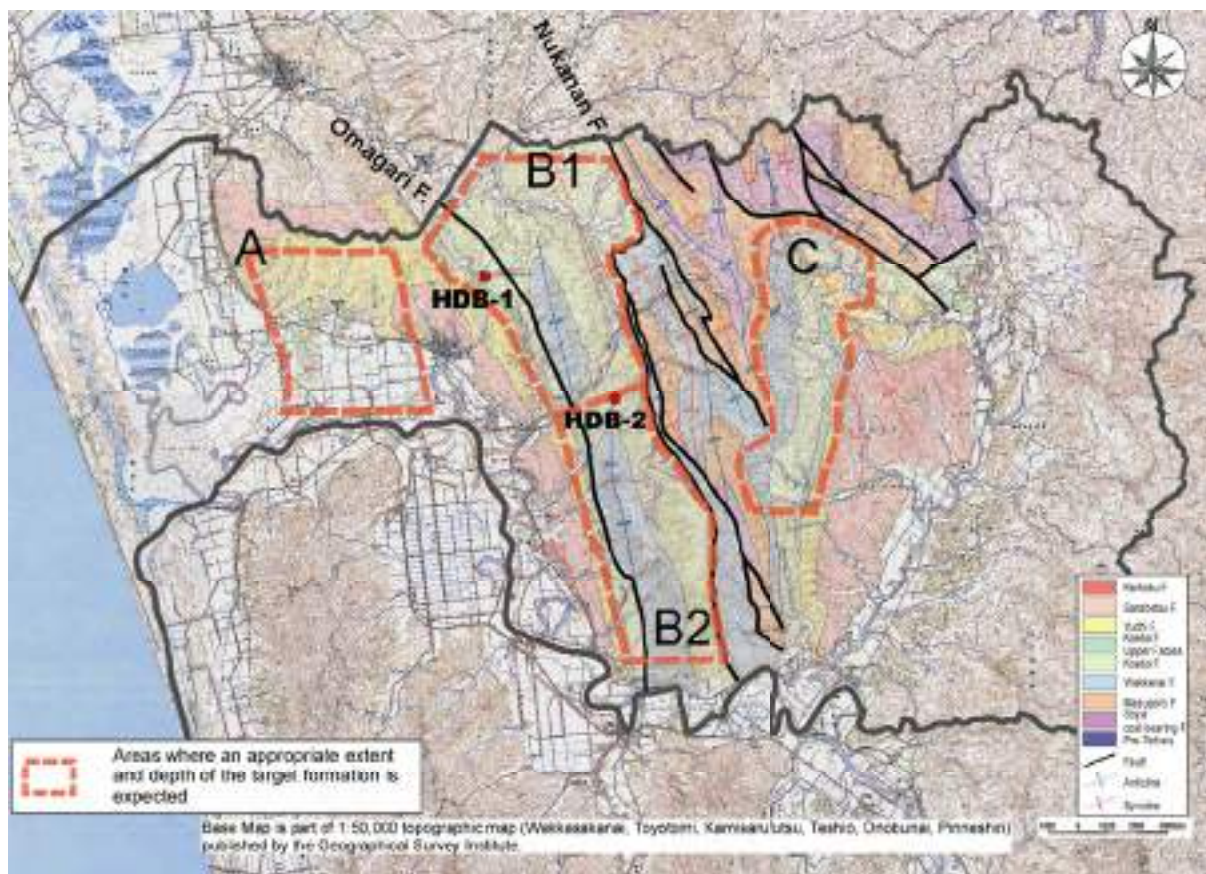


Fig. 3.3.4-1 Location of boring investigation (HDB-1 and HDB-2)

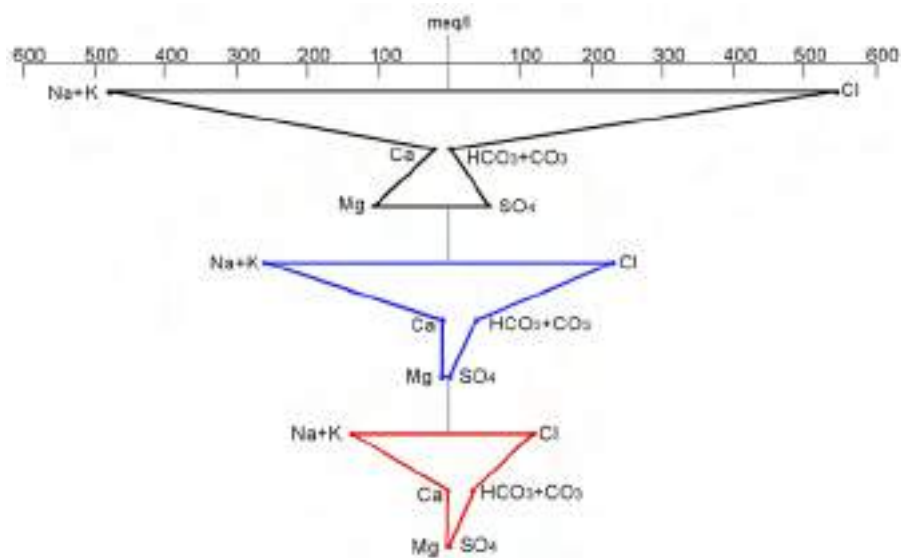


Fig. 3.3.4-2 Hexadiagram of groundwater in hydraulic tests

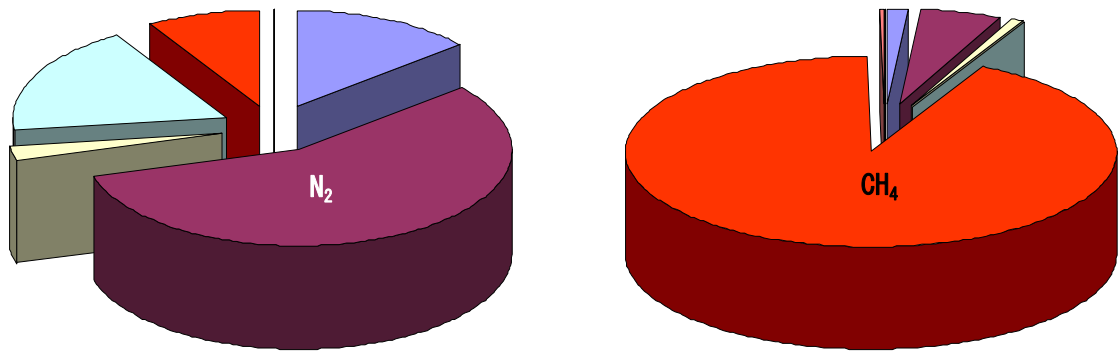


Fig. 3.3.4-3 Composition of dissolved gas in groundwater at HDB-1 and HDB-2

3.3.5 環境調査

研究所設置区域を選定する際の参考情報とするために、研究所設置候補区域（A、B1、B2、北海道大学天塩研究林を除く C 区域）を対象に、希少動物調査、水利用状況（井戸水の利用の有無など）の広域の環境調査を実施した（Fig. 3.3.5-1）。

動植物調査では、重要な動物種として 36 種を確認し、絶滅危惧種に該当する種も確認された。また、重要種の確認状況は、A 区域、B1 区域、B2 区域ともほぼ同様の出現種数を示し、それぞれの区域における重要種の生息状況の特徴が明らかになった³⁾。なお、本調査の詳細については、6.2 に述べる。

幌延町の水利用については、海側の地区（下沼、浜里、字幌延、市街地）では公共水源、個人、事業所ともに地下水が利用されており、山側の地区（北進、上幌延、開進、雄興、間寒別、中間寒、上問寒）では表流水を公共水源に利用し、雄興～上問寒地区では井戸の利用がない。

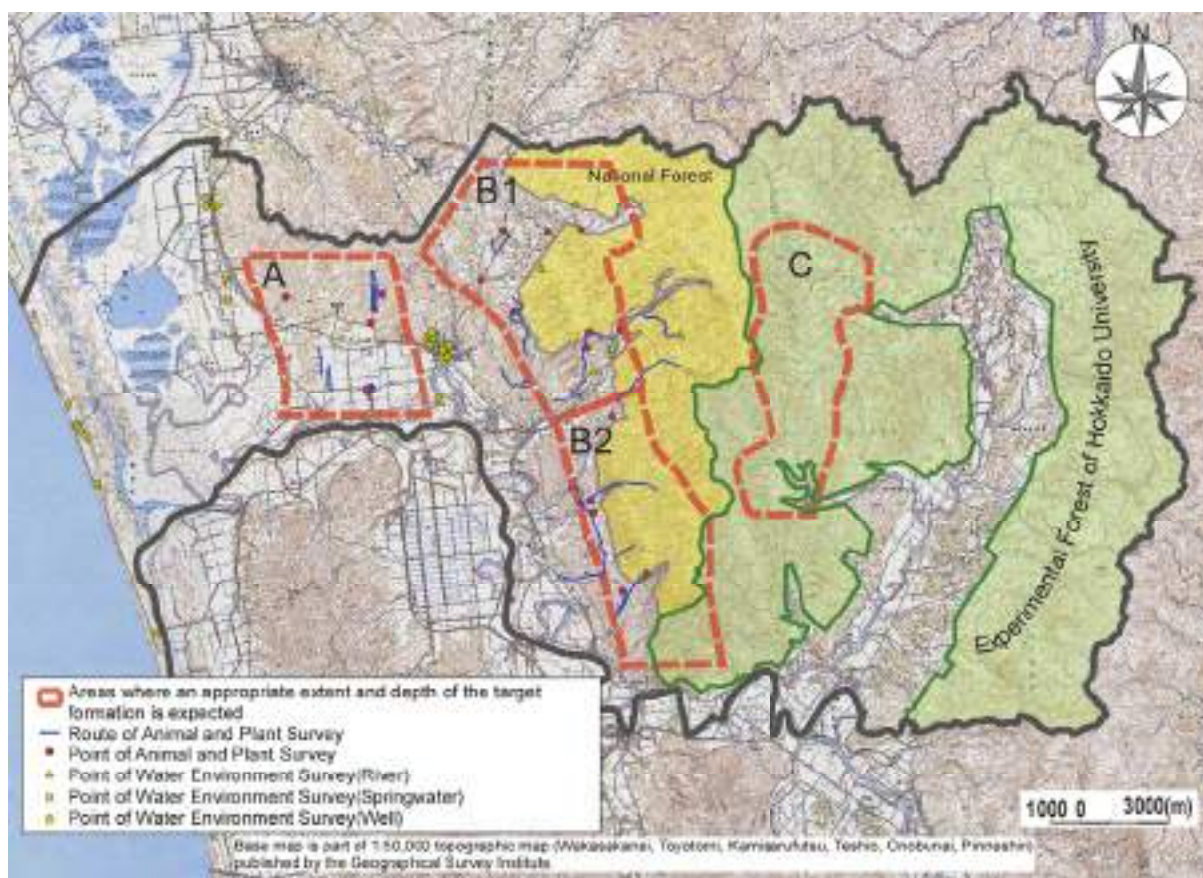


Fig. 3.3.5-1 Environmental assessment in Horonobe Town

3.3.6 研究所設置区域の決定

既存情報の整理、空中物理探査、地上物理探査、地表地質調査、B1 及び B2 区域内において実施したボーリング調査及び環境調査の結果から、B1 及び B2 区域の技術的要件に関する状況を確認した。

- ① 空中物理探査、地上物理探査、地表地質調査及びボーリング調査の結果から、HDB-1 孔では深度 435.3m に、HDB-2 孔では深度 56.7m に声問層主部相と稚内層との境界が確認され、調査研究の対象となる新第三系堆積岩類が、深度 350m 付近に厚さ 150m 程度で分布していることを確認した。
- ② ボーリング調査によって得られたコアによる各種室内試験データや孔内水圧破碎試験の結果に基づき、調査研究の対象となる新第三系堆積岩類の岩盤の力学強度（HDB-1 孔の深度 500m 付近では一軸圧縮強度 15MPa、引張り強度はその 1/10 とするなど）の物性値を設定し、空洞安定性解析などを実施した。その結果、通常の支保工で地下施設を建設・維持できることを確認した。HDB-2 孔の深部において割れ目が顕著に認められたが、このような箇所では、別途、不連続体解析から崩落岩塊の大きさや位置を検討し、支保工の強度を上げることで対応できることをあわせて確認した。なお、詳細設計にて不連続体解析を行なう場合、割れ目に関する物性値は、室内要素試験などから適切に設定するが、今回はその解析手法に関するこれまでの研究成果を参考として、あくまでも暫定的に定めたものを使用した²²⁾。
- ③ 初期応力状態について検討を行った結果、幌延地域は多少偏圧状態にあると推定されるが、最終的に研究所設置場所が確定し、その周辺の具体的な地質環境情報を取得した後に、坑道の掘削方向や支保工の強度の変更、坑道の掘削形状を変更するなどで対応することとした。
- ④ HDB-1 孔に比べ、HDB-2 孔では多くの溶存ガスの存在を確認したものの、地下深部では、ガスは地下水中に溶存し気相としては存在しないと考えられることから、ボーリング調査で得られた透水係数やガス量のデータに基づき、地下施設の建設時のガス湧出量を推定した。この推定されたガス湧出量に対応できる換気の解析（通気網解析）の結果と防爆仕様の建設工法の適用により、地下施設の建設時の安全性を確保できることを確認した。
- ⑤ HDB-1 及び 2 孔で行った地下水と間隙水の化学分析の結果、両区域ともに深度 300m 以深に塩水系地下水が存在することを確認した。

以上より、B1 及び B2 区域ともに研究所設置場所の選定のために設定した技術要件を満たし、両区域ともに研究所設置候補区域として妥当であると考えられる結果が得られた。しかし、地下水中の溶存ガス量が少ない B1 区域の方が B2 区域よりも、地下施設を安全に建設するという観点から有利である可能性が示唆された。

次に、B1 及び B2 区域を対象に今後の調査の展開に支障をきたさないこと、土地利用状況や上下水道の整備状況、大型車両の通行に支障をきたさないような道路が整備されていることなどの社会的条件についての検討を行った。その結果、B1 区域は北進地区東部の国有林を除き、大部分がなだらかな丘陵地形からなり、比較的大きな道路が整備されていることから、研究所設置のための用地や今後のボーリング調査の用地の確保が容易であると考えられた。一方、B2 区域については、道道問寒幌延停車線の北側は国有林及び民有林からなる山地である。また、国有林内において研究所設置のための用地や、今後のボーリング調査の用地を確保することは困難である。また、道道以外の交通網が整備されていないことから、本区域では、研究所を道道沿いの農地や民有地、民有林を対象に選定することになる可能性が高くなることや、調査を実施するための範囲が限られる可能性が示唆され、調査の進展に支障をきたす可能性が考えられた。

最終的には、研究所設置のための用地や調査を展開するために必要な用地の確保、インフラストラクチャーの整備状況などの点において、B1 区域の方が B2 区域より優位であることから、研

研究所設置区域として B1 区域を選定した。

3.4 研究所設置地区の設定

3.4.1 設定の要件

研究所設置区域を B1 区域に決定したことを受け、B1 区域内において、研究所設置地区（研究所設置場所を包含する約 3km×3km の領域）の設定を行った。研究所設置地区は、その設定後に、地上からの様々な調査研究を展開していく場所を示すものである。研究所設置地区の設定にあたっての技術的要件は、「調査研究の対象となる地層が深度 350m 付近に厚さ 150m 程度で分布し、地下施設を安全に建設・維持できること、さらに、地下水が塩水系であること」とした。さらに、この段階では、B1 区域の北方に豊富温泉が位置していることから地下施設の建設に伴う周辺の水理場への影響範囲を確認することを社会条件として追加した。ただし、この段階における地下水流動解析の解析精度が十分でないことから、研究所設置場所が決定され地下施設が建設されている期間においても、水理地質構造モデルの更新に合わせて広域の地下水流動解析を実施し、最新の知見を取り込んだ解析を継続することとした。

また、B1 区域の中央部に大規模な不連続構造である大曲断層については、このような構造が地層処分へ与える影響を確認するための研究対象となり得ることから、研究所設置地区の選定においてその存在については考慮していない。

3.4.2 研究所設置地区の決定

一連の調査の結果から、B1 区域の中心部に位置する大曲断層の東西には、調査研究対象となる新第三系堆積岩類（声問層及び稚内層）がほぼ南北方向の走向をもって広範囲に分布し、地層中には塩水系地下水が存在することが確認されている。

社会的条件については、B1 区域の北部は、幌延町市街地から稚内市を結ぶ道道稚内幌延線が走り、その周辺には町道が道道と交差して数条走っており、研究所設置場所やボーリング調査の位置まで資材を運搬する経路の確保や、取り付け道路の整備が容易となると考えられた。一方、B1 区域の南部には、道道のような道路が無く資材を運搬する経路の確保が困難であること、国有林が広がっていることから調査に必要な用地や研究所設置場所のための用地を確保することが困難であると考えられた。

以上の検討から、技術的要件を満たし、インフラストラクチャーが整備されている B1 区域の北部（北進地区）を研究所設置地区とした（Fig. 1.2.2-1；付録 2 参照）。その結果、B1 区域の南西部に技術要件から調査研究の対象とはならない勇知層が分布する場所が選定された。これについては、今後の調査研究の対象である声問層や稚内層に、その上位の地層である勇知層が与える影響を確認する必要があると判断し、研究所設置地区から除外しないこととした。ただし、研究所設置場所としては、技術的要件を満たさないことから除外した。

3.5 研究所設置場所の選定

3.5.1 選定の要件

研究所設置地区は、3.4 に述べたように、技術的要件ならびに社会的条件（インフラストラクチャー）を満たしていることから、研究所設置地区内から研究所設置場所を選定するにあたっては、社会的条件を付加するとともに、幌延町の意見を尊重することとした。

3.5.2 ボーリング孔を利用した調査

研究所設置場所の選定、地下施設の設計及び地質環境モデルの構築に必要な地質環境情報の取得を目的として、研究所設置地区内においてボーリング調査を実施した。ボーリング調査の位置の選定にあたっては、研究所設置地区における地層の走向が北北西－南南東で、大曲断層と平行に分布していることを考慮し、大曲断層の東西の地質環境特性の把握と地層の走向方向の連続性を確認できるように、HDB-3, 4, 5 孔を配置した（付録 2 参照）。

ボーリング調査の結果、調査研究の対象となる声問層及び稚内層が技術的要件を満たしていることが確認した。また、大曲断層東側に位置する HDB-4 及び 5 孔の声問層と稚内層との境界深度が、大曲断層西側に位置する HDB-1 及び 3 孔に比べ浅いことが分かった。さらに、大曲断層東側に位置する HDB-4 及び 5 孔は、HDB-1 及び 3 孔と比較すると、割れ目が卓越し、透水性の高い区間があることが確認された。

3.5.3 研究所場所の決定

研究所設置場所については、大曲断層西側では割れ目が少なく、逸水などの高透水性の特徴が認められていないことから、研究所設置地区内の大曲断層の西側とした。また、これまでに実施したボーリング調査結果について、地下施設の設計などへ反映できること、及びその後の調査を通じて、その妥当性を確認できることを考慮し、研究所設置場所を HDB-1 及び 3 孔の近傍とすることとした。さらに、研究所設置地区内において、既存の交通手段を使用できること、平坦な地形で土地の造成が容易であること、土地利用状況から原野もしくは民有地などの許認可手続きが簡素であることなどの社会的条件を考慮し、Fig. 1.2.2-1 に示した用地を選定した（付録 2 参照）。

3.6 まとめ

本章では、幌延町全域から研究所設置場所を決定するまでのプロセスについて、その進展に応じて、基本的な考え方、選定の要件や条件、調査の結果を整理した。これは、地下深部の地質環境を対象とした調査研究を実施する区域や用地の選定に関する事例であり、深地層の研究施設計画における唯一の事例である。

このような場所の段階的な絞り込みと選定を進めるにあたっては、その初期段階において、考慮すべき技術的要件、社会的条件及び環境条件とその重要度を明確にしておくことにより、それに向けた調査計画の策定が容易となる。また、選定の各段階で、技術的要件を満たす場所を複数選定し、最終的には社会的条件なども考慮しつつ総合的に評価することにより、場所を決定していく進め方は透明性及び客観性が確保できるものであり、一般的に受容され得る手法であると考えられる。技術的要件では優劣がつけられないような場合は、特に、社会的条件及び環境条件による評価が重要となる。幌延深地層研究計画における研究所設置場所の選定は、処分地の選定とは異なるため、その要件も明確に区別されるものであるが、社会的条件及び環境条件は両者に共通する事項が多い。したがって、それらの条件の設定にあたっては、考慮すべき事項を網羅的に、かつ偏りなく抽出し、それぞれの条件の重要度を明確にしておくことが必要である。

参考文献

- 1) 原子力安全委員会: “高レベル放射性廃棄物の概要調査地区選定段階において考慮すべき環境要件について”, 平成 14 年 9 月 30 日 (2002).
- 2) 原子力発電環境整備機構: “概要調査地区選定上の考慮事項の背景と技術的根拠”, 「概要調査地区選定上の考慮事項」の説明資料, NUMO-TR-04-02 (2004).
- 3) 山崎眞一, 中司昇, 尾方伸久, 浴信博, 守屋俊文, 竹内竜史, 國丸貴紀, 白戸信明: “幌延深地層研究計画 平成 13 年度調査研究結果と研究所設置地区選定”, JNC TN1400 2002-017 (2002).
- 4) 伊勢村邦郎, 内田睦雄, 岡部治正, 加藤隆: “貯蔵工学センター立地環境調査－深層ボーリング報告書－”, JNC TJ 1027 98-012 (1987).
- 5) 岡孝雄, 五十嵐八枝子: “北海道・天塩平野北部の上部新生界－特に勇知層・更別層の堆積相と花粉化石層序について”, 加藤誠教授退官記念論文集, pp.341-365 (1997).
- 6) 石油公団: “平成 5 年度 国内石油・天然ガス基礎調査 基礎試錐「天北」調査報告書”(1995).
- 7) 岡孝雄: “北海道の後期新生代堆積盆の分布とその形成に関わるテクトニクス”, 地団研専報, No.31, pp.295-320 (1986).
- 8) 秋山雅彦, 保柳康一: “新第三系, 天北地域”, 「日本の地質 1 北海道地方」, 共立出版会, pp.105-106 (1990).
- 9) 中田高, 今泉俊文編: “活断層デジタルマップ”, 東京大学出版会 (2002).
- 10) 広岡悦郎: “北海道天北地方の石油地質学的研究”, 石油技協誌, 27, pp.113-134 (1962).
- 11) 今村遼平, 若松尚則, 小田川信哉: “深地層研究所(仮称)計画における表層水理観測計画の策定”, JNC TJ1410 2001-001 (2001).
- 12) 今井久, 山下亮, 雨宮清, 塩崎功: “堆積岩地域における広域地下水流動解析手法に関する検討”, JNC TJ1410 2001-002 (2001).
- 13) 地質調査所: “1:2,000,000 地質編集図 (23) 日本の磁気図”(1992).
- 14) 柳田誠: “北海道北部地域の地質に関する研究報告書”, JNC TJ1400 98-001 (1998).
- 15) 核燃料サイクル開発機構: “高レベル放射性廃棄物の地層処分技術に関する研究開発－平成 13 年度報告－”, JNC TN1400 2002-003 (2002c).
- 16) 山本卓也, 下茂道人, 藤原靖, 服部弘通, 田所照夫, 岩間彦衛, 名合牧人, 熊本創: “幌延深地層研究センターにおける試錐調査 (HDB-1 孔)”, JNC TJ1400 2002-010 (2002a).
- 17) 山本卓也, 下茂道人, 藤原靖, 服部弘通, 田所照夫, 岩間彦衛, 名合牧人, 熊本創: “幌延深地層研究センターにおける試錐調査 (HDB-2 孔)”, JNC TJ1400 2002-011 (2002b).
- 18) 広田知保, 嵯峨山積, 横山英二, 管知哉, 松浪文博: “北海道水理地質図幅説明書 第 1 号 稚内”, 北海道立地下資源調査所 (1983).
- 19) 兼清豊比古: “北海道北部における地質環境データ収集・整理”, JNC TJ1440 99-005 (1999).
- 20) 北海道鉱業振興委員会: “北海道の石油 天然ガス資源 その探査と開発 (昭和 52-63 年)” (1990).
- 21) 丹生屋純夫, 松井裕哉: “研究所設置地区選定のための HDB-1, 2 孔における岩盤力学的調査”, JNC TN5400 2005-012 (2005).
- 22) 窪田茂, 納多勝, 戸井田克, 岩佐健吾: “幌延深地層研究計画 地下施設建設に関する基本計画の検討”, JNC TJ1400 2002-003 (2003).

4. 地上からの地質環境の調査研究

幌延深地層研究計画の第1段階では、地上からの調査研究を段階的に進めることにより、地下深部の地質環境についての理解を深めながら、これを体系的に調査・評価するための技術基盤を整備することが重要な課題である。これを踏まえ、幌延町全域と研究所設置地区及びその周辺の二つの異なるスケールの領域を対象として、既存情報を用いた調査、空中・地表からの調査、ボーリング孔を利用した調査を実施し、地層処分にとって重要な地質環境特性やプロセスなどを把握するとともに、地質環境モデルの構築とその妥当性の確認を通じて、一連の調査・解析・評価の方法論の整備を図ってきた。

本章では、4.1 から 4.5 において、地質・地質構造、岩盤の水理、地下水の地球化学、岩盤力学、地質環境の長期安定性のそれぞれの分野における調査研究成果をまとめたうえで、4.6 で統合した調査研究成果について述べ、4.7 の地質環境の調査技術を踏まえて、4.8 において、堆積岩を対象とした地上からの体系的な調査・評価技術とともに、実際の調査研究を通じて得られた技術的知見などを整理する。

4.1 地質・地質構造に関する調査研究

4.1.1 調査研究の目標

地質・地質構造に関する調査研究の目標は、水理、地球化学及び岩盤力学に関するモデルの基礎情報となる地質情報を取得するとともに、地質・地質構造に関する調査技術を整備することにある。その具体的な課題としては、地形、岩盤の地質学的不均質性、被覆層（未固結堆積物）の厚さ、及び物質の移動経路として重要な構造の把握が挙げられる。4.1 では、幌延深地層研究計画の第1段階で実施した調査研究により把握されたこれらの地質情報を、「幌延町全域を対象とした調査研究段階」、「地上からの地質環境の調査研究」の各段階に分けて述べる。なお、調査技術の整備については、4.7.2 の「地質・地質構造調査技術」で述べる。

4.1.2 幌延町全域を対象とした調査研究段階

(1) 目的

本段階における調査研究の主な目的は、幌延町全域における地形、岩盤の地質学的不均質性、被覆層の厚さ、及び物質の移動経路として重要な構造の概要を把握することにある。これらを把握することは、調査地域の基本的な場の理解として重要であり、水理地質学的や地球化学的検討の基礎となる。

(2) 調査手法

1) 既存情報を用いた調査

本調査では、地形、層序・地質年代、段丘堆積物などの表層未固結堆積物、及び断層などの不連続構造に関する情報を収集・整理した¹⁾。

2) 空中・地表からの調査

本調査では、岩盤の地質学的不均質性や物質の移動経路として重要な構造の把握の観点から、地表踏査²⁾、空中物理探査^{3),4)}及びMT法電磁探査^{4),5)}を実施した。このうち、MT法電磁探査の実施にあたっては、より構造を明瞭に把握しやすくするために、測線を断層や褶曲構造の走向と直交するように配置した。

3) ボーリング孔を用いた調査

本調査では、岩盤の地質学的不均質性の把握の観点からコア観察や鉱物試験を行なった（HDB-1 孔、HDB-2 孔）。

(3) 調査研究の結果と解釈

1) 地形

北海道北部に分布する宗谷丘陵は、南北に走る 2 本の主要な構造線である大曲断層と幌延断層によって、西部、中部及び東部に 3 分され^{6),7)}、本段階中に選定された研究所設置地区は西部と中部の境界付近に位置する（Fig. 4.1.2-1）。西部は、南北方向に長い形状のサロベツ原野やウブシ原野などを含む天塩平野と標高 80～190m の丘陵で特徴づけられ、中部は、大曲断層と幌延断層とに挟まれた地域であり、南へ向かって次第に東西幅が狭くなり、標高 100～300m の丘陵が分布する^{8),9)}。

2) 岩盤の地質学的不均質性

既存文献に基づく、幌延町は天北堆積盆の東端部に位置し、町内には、白亜系を基盤岩とし、古第三系の羽幌層及び曲渕層、中期中新世前半の宗谷夾炭層、鬼志別層及び増幌層、中期中新世後半～鮮新世の稚内層及び声間層、鮮新世～前期更新世の勇知層及び更別層、中期更新世以降の段丘堆積物群、及び完新世堆積物が分布している¹⁰⁾。これらの地層のうち、羽幌層及び曲渕層は地表で確認されていないが、既存の深層ボーリング調査において確認されている¹¹⁾。稚内層、声間層、勇知層及び更別層は、増幌層に不整合で重なる深海性→浅海性→半陸成～陸成の一連の堆積物であり^{10),12),13)}、稚内層と声間層は珪質岩から、勇知層と更別層は粗粒な碎屑物からなる。これらの層序は主に岩相区分に基づいており、地層境界が必ずしも年代境界を示すとは限らないことが指摘されている¹²⁾。すなわち、声間層と勇知層、及び勇知層と更別層のそれぞれの地層間には同時異相が生じていることが指摘されている^{10),13)}。以下では、本段階中に選定された研究所設置地区周辺に分布する増幌層、稚内層、声間層、勇知層及び更別層について、まず増幌層、勇知層及び更別層の概要について述べ、次に主な研究対象の地層である稚内層及び声間層について述べる。

増幌層は礫岩・砂岩・泥岩の互層からなり、乱堆積相をしばしば示す。層厚は約 900～1,000m である。

稚内層及び声間層の定義については異なる見解がある。長尾⁶⁾や三谷ほか¹⁴⁾は岩質に着目した区分を行い、いわゆる“硬質頁岩”（珪質頁岩あるいは珪質泥岩：ともに結晶度の低い含水シリカ鉱物であるオパール CT から構成される泥岩）主体の地層を稚内層、この上位の珪藻質泥岩（非晶質な含水シリカ鉱物であるオパール A から構成される泥岩）主体の地層を声間層と定義した。これに対し、福沢¹³⁾は堆積構造に着目し、層理の明瞭な珪質頁岩あるいは珪藻質頁岩主体の地層を稚内層、その上位の層理の不明瞭な珪質泥岩あるいは珪藻質泥岩主体の地層を声間層と再定義した。さらに福沢¹³⁾は、岩石学的検討によって、シリカ鉱物の累進的埋没続成作用下で、稚内層中の珪藻質頁岩が珪質頁岩に、また声間層中の珪藻質泥岩が珪質泥岩に硬質化していることを明らかにした。このように稚内層及び声間層の定義については異なる見解があるが、幌延深地層研究計画では、長尾⁶⁾や三谷ほか¹⁴⁾らの定義に従った地質図が広範囲にわたって整備されている点（例えば^{15),16)}、及び調査の初期段階においては広域的な地下水流動解析（あるいは水理地質構造モデル）が不可欠である点を考慮し、長尾⁶⁾や三谷ほか¹⁴⁾らの定義に従うこととした（ただし、今後見直す可能性がある）。すなわち、稚内層は、層理の不明瞭な珪質泥岩あるいは層理の明瞭な珪質頁岩を主体とし、上部では珪藻質泥岩に漸移する。層厚は約 600～1,000m で、本層の下限年

代は、珪質頁岩の基底部に発達する火山性碎屑岩¹³⁾の放射年代値から約 13Ma と判断される。声問層は、一見すると塊状な珪藻質泥岩を主体とし、上位に向かって次第に砂質になる。層厚は約 400～700m である。

勇知層は軟質な細粒砂岩から構成される。層厚は約 400～800m である。なお、サイクル機構が従来用いていた声問層上部相は本層に相当する。

更別層は礫岩・砂岩・シルト岩の互層から構成され、亜炭層を挟有する。層厚は最大約 700m で、年代は貝化石及び花粉化石から約 1.3～約 0.7Ma とされる¹⁰⁾。

地表踏査及びボーリング調査を行なった結果、これらの各地層の分布について、既存文献とおおむね整合的な結果を得ることができた^{1),2)}。空中物理探査においても、既存文献で示されている地層分布を大局的に支持する物性値が得られた^{3),4)}。具体的には、空中電磁探査で得られた見掛比抵抗構造は地層分布とおおむね良い対応を示し、砂岩・礫岩などの粗粒な岩石からなる勇知層や更別層の分布領域では高く、泥岩・頁岩などの細粒な岩石からなる稚内層や声問層の分布領域では低い値を示した。空中磁気探査では、高磁気異常を示す部分が、帯磁率の高い蛇紋岩の礫が含まれると考えられる更別層の分布とほぼ一致した。放射能探査で得られた γ 線強度は地形の影響はあるものの地層分布とおおむね良い対応を示し、砂岩・礫岩などの粗粒な岩石からなる更別層や勇知層の分布領域では高く、泥岩・頁岩などの細粒な岩石からなる稚内層や声問層の分布領域では低い値を示した。また、MT 法電磁探査においても、上記の空中電磁探査と同様な結果を得ることができた^{3),4)}。

3) 被覆層（未固結堆積物）の厚さ

既存文献に基づく、表層に分布する未固結堆積物としては段丘堆積物が広く分布しており、その厚さは研究所設置地区近辺では最大数メートル以上、幌延町の東部では最大 25m 程度、そして幌延町西部のサロベツ原野やウブシ原野では最大 15m 程度である¹⁾。これに加え、幌延町西部には段丘堆積物と類似の岩相を示す更新世の恵北層が分布しており、その厚さは最大 50m 程度である¹⁾。

4) 物質の移動経路として重要な構造

幌延町の中央部には、幌延断層（N1～N5 断層）及び大曲断層と呼ばれる地質図スケールの地質断層が北北西－南南東方向に並走する。これらの断層は、物質の移動経路として重要である可能性がある。既存文献に基づいてこれらの断層について以下に述べる。

幌延断層は、ステップ幅 1km 程度で右雁行する北北西－南南東走向の数本の断層（N1～N5 断層）から構成される。断層トレースは地形に認められるリニアメントとして追うことができるが、後期更新世の地形面に変動は認められない。

大曲断層は、延長距離 25km 以上の断層であり⁶⁾、南方では東野断層に連続する^{17),18)}。同断層の地表位置は、主に東側の稚内層と西側の声問層の分布境界部に推定されている（例えば¹⁴⁾）。断層の東側では、N20°～15°W 方向の軸を持つ褶曲構造が雁行状に配列する^{17),19)}。変位センスは、地表部で断層面が西傾斜し、断層東側が隆起していることから西傾斜の正断層と解釈されていた^{6),20)}。しかしその後の物理探査の結果、東側隆起の逆断層と解釈された^{11),14),21),22)}。また、岡²³⁾も同様に本断層を逆断層としている。一方、福沢¹⁸⁾は断層周辺の稚内層の層厚分布から、稚内層堆積以降に断層に沿う 30km の左横ずれ運動があったと報告した。なお、最新の活動履歴に関して、活断層研究会編²⁴⁾は断層が天塩川を横断する部分で傾動を認めているが、池田ほか編²⁵⁾はその部分以外では活断層、活撓曲を示す地形はまったく認められないとしている。

本段階においては、地表踏査、空中物理探査及び MT 法電磁探査を実施したが、幌延断層及び

大曲断層の位置やその形状について、特に新たな情報を得ることはできなかった。

なお、本段階においては、岩盤中の割れ目が物質の移動経路として重要視されていなかったため、割れ目については特に検討がなされなかった。ただし、既存文献によれば、研究所設置地区周辺の稚内層及び声間層中には多数の割れ目が存在するとされる。三谷ほか¹⁴⁾によれば、それらは割れ目の性質によって、「東－西系」、「南－北系」及び「北東－南西・北西－南東系」の3タイプに分類され、「東－西系」が剪断性、「南－北系」が展張性、「北東－南西・北西－南東系」が剪断性と展張性の両方とされる。これらの分布領域は背斜構造の軸部と翼部に分けて議論されており、「東－西系」のものは背斜軸部と背斜翼部に、「南－北系」のものは背斜軸部に、そして「北東－南西・北西－南東系」のものは背斜軸部と背斜翼部に分布するとされる。これらの他に、層理面にほぼ平行し、破碎粘土を伴う割れ目も認められるとされる。

(4) まとめ

本段階においては、既存情報を用いた調査により、幌延町における地形、岩盤の地質学的不均質性、被覆層の厚さ、及び物質の移動経路として重要な構造についての概要を把握することができた。さらに、地表踏査、空中物理探査、MT 法電磁探査及びボーリング調査により、既存情報とおおむね整合的な結果を得ることができた。

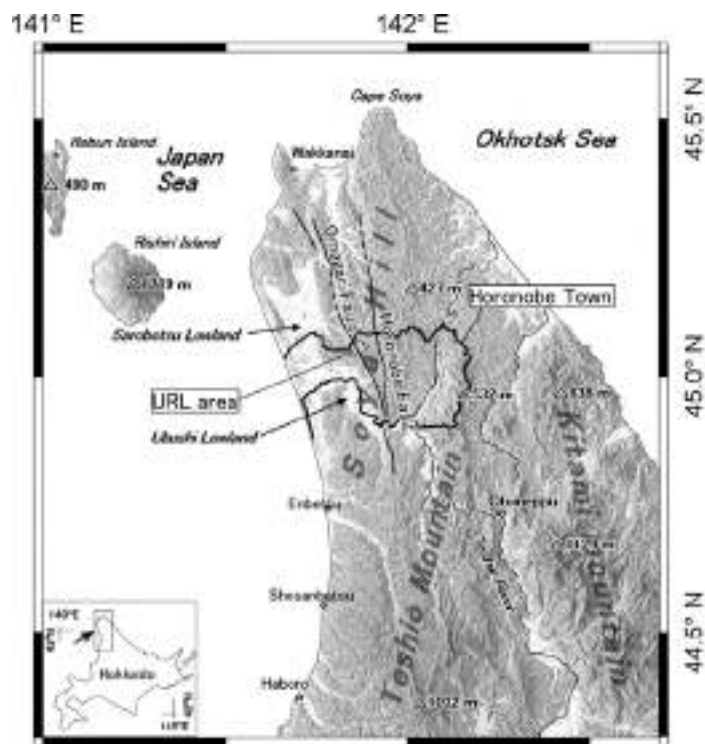


Fig. 4.1.2-1 Index map in and around the Horonobe Town modified from Niizato & Yasue⁹⁾

4.1.3 研究所設置地区及びその周辺における調査研究段階

(1) 目的

本段階における調査研究の主な目的は、前段階の調査で得られた地質情報を基に、研究所設置地区周辺の岩盤の地質学的不均質性、被覆層（未固結堆積物）の厚さ、および物質の移動経路と

して重要な構造について、より詳細な情報を取得することにある。

(2) 調査手法

1) 地表からの調査

本調査では以下のことを実施した。

- i) 岩盤の地質学的不均質性を把握するための地表踏査^{26)~29)}
- ii) 被覆層の厚さを把握するための地形調査（段丘面判読）³⁰⁾及び地表踏査³⁰⁾
- iii) 物質の移動経路として重要な構造を把握するための地形調査（リニアメント調査）^{8),31),32)}、地表踏査^{33),34)}、AMT 法電磁探査^{33),35)}、地中レーダー探査³⁶⁾、反射法地震探査^{9),33),37)}、既存反射法地震探査データ再解析³⁸⁾及び重力探査^{39),40)}

これらのうち、iii) に示す地表踏査は、断層露頭における大曲断層のスケッチ³³⁾と剥ぎ取り水平露頭における割れ目のスケッチ³⁴⁾のことを示すが、後者は、本段階で実施した水理解析の結果により岩盤中の割れ目が地下水流動に大きな影響を与えていることが示唆された⁴¹⁾ことを受けての調査である。また、AMT 法電磁探査および反射法地震探査の実施にあたっては、より構造を明瞭に把握しやすくするために、全ての測線を大曲断層の走向と直交するように配置した。なお、本段階では上記の AMT 法電磁探査及び前段階で実施した反射法地震探査の測定精度を検証するために、これらと同測線において高密度電気探査⁴²⁾及び高密度反射法地震探査⁴⁰⁾をそれぞれ実施している。これらの結果については、4.7.2「地質・地質構造調査技術」に後述する。

2) ボーリング孔を用いた調査

本調査では、岩盤の地質学的不均質性の把握の観点から深層ボーリング調査（HDB-3 孔～HDB-11 孔）を、また被覆層（未固結堆積物）の厚さの把握の観点から浅層簡易ボーリング調査^{27),43)}を、そして物質の移動経路として重要な構造を把握する目的で上記の深層ボーリング調査に加えて浅層簡易ボーリング孔を用いたガス調査^{44), 49)}を実施した。このガス調査は本段階から適用を開始したものであるが、本調査は複数のボーリング孔（最大深度 30m）の地下水面直上においてメタンガスと二酸化炭素の濃度を測定するものである。それらのボーリング孔は大曲断層の影響を把握しやすくするために、同断層の走向と直交するように配列した。

(3) 調査研究の結果と解釈

1) 岩盤の地質学的不均質性

地層の分布については、本段階の調査で得られた結果は前段階までの調査結果とおおむね整合し、これまでの結果を総合すると、Fig. 4.1.3-1 及び Fig. 4.1.3-2 に示す地質図及び地質断面図を描くことができる。

各地層の岩質・物性・年代については、本段階までの調査を通じて多くのデータが蓄積されたことにより、様々な知見を得ることができた。これらについて以下に述べる。

稚内層及び声問層の代表的な構成鉱物は、顕微鏡観察、電子顕微鏡観察、元素マッピング及び粉末X線回折に基づく、ともにシリカ鉱物（オパール CT/オパール A）、及び少量の石英・長石・粘土鉱物（カオリナイト/ス멕タイト/イライト/緑泥石）・黄鉄鉱・炭酸塩鉱物（シデライト/マグネサイト）であり、稚内層は主にオパール CT からなるのに対し、声問層はオパール CT を含まない⁴⁵⁾。ただし、黄鉄鉱と炭酸塩鉱物は、その分布がそれぞれ深度約 10m 以深及び深度数十メートル以深に限られ、地表付近では酸化・溶解現象によってほとんど溶解していることが示された⁴⁶⁾。なお、各層内におけるシリカ鉱物の深度方向に対する含有量（重量%）変化は、全岩化学組成（重量%）の SiO₂ や Al₂O₃ に大きな変化が認められない^{例えば 45)}ことから、ほ

ば一定と考えられる。

岩石の化学組成については、地表付近の岩石や地表から浸透した天水に接触した地下浅部の岩石は、ナトリウムなどの元素の溶脱が生じていることが示された⁴⁵⁾。

地層の物性については、以下のことが明らかとなった^{27),28)}。

- i) 増幌層の自然含水状態の比重は約 18 kN/m³、空隙率は約 45 %、硬度 (Ld 値) は 250~400 程度である。
- ii) 稚内層の自然含水状態の比重は約 17kN/m³、空隙率は約 40%、硬度 (Ld 値) は 400 以上である。
- iii) 声問層の自然含水状態の比重は約 15kN/m³、空隙率は約 58%、硬度 (Ld 値) は 300~400 である。
- iv) 勇知層の自然含水状態の比重は約 18kN/m³、空隙率は約 45%、硬度 (Ld 値) は 200~350 程度である。
- v) 更別層の硬度 (Ld 値) は 200~450 である。

なお、空隙率の測定は JIS A 1109「細骨材の比重及び吸水量試験方法」及び JIS A 1110「粗骨材の比重及び吸水量試験方法」に準拠しており、硬度の測定は PROCEQ S.A.社製エコーチップによる。

地層の年代については、稚内層と声問層の境界付近に凝灰岩層の挟在を、背斜軸部に近い HDB-2 孔と背斜軸部から遠い HDB-10 孔で認めることができた。それらの FT 年代は HDB-2 孔で $3.9\pm0.3\text{Ma}$ 、HDB-10 孔で $2.9\pm0.1\text{Ma}$ を示した⁴⁷⁾。このことから、研究所設置地区周辺における同境界年代は背斜軸部との位置関係によって異なる（すなわち地層境界面と同時間面が一致しない）可能性が考えられ、古くとも約 3.9Ma、若くとも約 2.9Ma と推定された。一方、声問層と勇知層の境界年代については、研究所設置地区から西方に約 5km 離れた場所に分布する声問層上部において珪藻化石分析と凝灰岩層のフィッシュン・トラック (FT) 年代測定を行なった結果、明白な *Neodenticula koizumii* 帯 (2.6/2.7-2.0Ma) の存在と約 2.4Ma 以降の年代を示す *N. seminae* の産出、さらに $2.3\pm0.1\text{Ma}$ の FT 年代を確認することができた²⁹⁾。以上のことから、研究所設置地区周辺における各地層の年代は Fig. 4.1.3-3 のようにまとめることが出来る。

2) 被覆層（未固結堆積物）の厚さ

地形調査（段丘面判読）及び地表踏査により、研究所設置地区近辺において、小河谷沿いに分布する段丘面とその構成層、及びこの段丘面より高い地点（標高 70~80m 程度）に分布する著しく開析した段丘面とその構成層を確認することができた (Fig. 4.1.3-4)⁴⁸⁾。前者の段丘面の構成層は主に泥岩の角礫からなり、本層直上に分布する泥炭層中の植物片の炭素-14 年代が約 14,000BP を示すこと、及び反射法地震探査の屈折波初動解析結果によれば段丘面の中央部で最も深い埋積谷の構造が示される³⁷⁾ことから、同段丘堆積物は最終氷期にソリフラクションなどの周氷河作用によって谷を埋積して形成された低位段丘堆積物と考えられた³⁰⁾。この低位段丘堆積物の厚さは、浅層簡易ボーリング調査及び深層ボーリング調査の結果に基づくと、最も厚くなる段丘面の中央部で 20m 程度である³⁰⁾。一方、後者の段丘面の構成層は水平な泥・シルト・砂の互層からなり、淡水域に生息する珪藻や内湾・沿岸域に生息する珪藻が含まれることから、河川の影響が強い海岸付近で形成された高位段丘と考えられた³⁰⁾。この高位段丘堆積物の厚さは、地表踏査の結果から、数メートル以上と推定される。以上のことから、研究所設置地区近辺においては段丘堆積物が基盤の岩石を被っており、その層厚は 20m に及ぶと考えられる。

3) 物質の移動経路として重要な構造

本項ではまず大曲断層について記述し、次いで小断層（露頭及び標本サイズの断層）について記述する。最後に、節理についても言及する。

研究所設置地区が位置する北進地区において、大曲断層の位置や性状を把握するために地表踏査を実施したが、北進地区の大部分は段丘堆積物に覆われており、基盤の露頭を確認することは困難であった。しかしながら、研究所設置地区から南方に約 5km 離れた露頭にて大曲断層を観察することができた。同露頭においては、稚内層と声間層の境界をなす幅 10~20cm 程度の断層角礫を伴う断層面と、その断層面から幅約 120m にわたって卓越する幅 1~10cm 程度の断層角礫あるいは幅 0.5~3.0cm 程度の断層ガウジを伴う小断層群が認められ、本断層が幅 10~20cm 程度の断層核と幅 120m 程度のダメージゾーンからなる断層帯を形成していることが確認できる³³⁾ (Fig. 4.1.3-5)。また、断層露頭近傍の地形調査（リニアメント調査）により、断層の走向方向（北北西—南南東方向）の延長上に、断層の存在を示すと考えられる微小なリニアメントを追跡することができた⁸⁾。同断層の位置については物理探査においてもいくつかの情報が得られており、既存反射法地震探査データの再解析においては、断層露頭の地下深部に大曲断層を挟んだ背斜西翼部と東翼部に相当すると考えられる反射面を捉えることができた³⁸⁾。また、断層露頭近傍において実施した地中レーダー探査においては、断層に関連すると考えられる断層の走向方向と調和的な構造を認めることができた³⁶⁾。

一方、研究所設置地区近傍において反射法地震探査を実施したが、得られた反射断面は反射イベントの大部分が不明瞭であったため、この結果から大曲断層の位置を把握することは困難であった。しかしながら、新たに AMT 法電磁探査を実施した結果、大曲断層について Fig. 4.1.3-6 に示すような三次元分布を推定することができた³³⁾。この推定分布は、上記の断層露頭調査、HDB-8 孔までのボーリング調査（コア観察・孔壁観察・比抵抗検層・水質分析）及び反射法地震探査の結果も合わせて総合的に解釈したものであり、具体的には、以下に示すような調査結果に基づく。

- i) 上述の断層露頭での観察結果から、大曲断層はダメージゾーンを主体とした幅 120m 程度の断層帯を形成すると言え、このような構造は透水性ゾーンとして機能しやすい。
- ii) 前段階で実施した反射法地震探査では断層位置を推定することができなかったが、本段階で掘削した HDB-6 孔及び HDB-8 孔において地層境界の深度情報を得ることが出来たことにより、断層位置を推定することが可能となった。
- iii) 反射法地震探査から推定される大曲断層の推定位置と AMT 法電磁探査によって認められる高比抵抗ゾーンの位置が一致しており、この高比抵抗ゾーンはフラワー構造のような形状を示す。
- iv) 地層の比抵抗値と地層水の塩化物イオン濃度の関係から、高比抵抗ゾーンは天水起源の淡水が地下深部まで浸透している領域を表していると考えられる。
- v) HDB-4 孔の深度 380m 以深には断層岩を伴う小断層が卓越する部分が認められるが、この部分は高比抵抗ゾーンに位置する。
- vi) 得られた結果を総合的に解釈すると、高比抵抗ゾーンは大曲断層に沿って天水起源の淡水が選択的に浸透している部分に相当すると考えられ、その高比抵抗ゾーンの連続性から判断すると、Fig. 4.1.3-6 に示すような断層分布が示唆される。
- vii) 大曲断層の断層面の条線方向、小断層解析、及び既存文献の情報から、大曲断層の変位センスは東側隆起の縦ずれ成分と左横ずれ成分を併せ持つと考えられるが、Fig. 4.1.3-6 に示す断層分布はこのような変位センスを持つ断層が形成する正のフラワー構造の一部として解釈することができる。

このように推定された大曲断層の分布は、重力探査で認められた、断層の影響の可能性のある重力異常値の変化位置と整合的であった⁴⁹⁾。

さらに、浅層簡易ボーリングを用いたガス測定の結果、二酸化炭素の濃度が断層推定位置から離れた場所では数百 ppm 以下の濃度を示すのに対し、断層推定位置付近では数千 ppm 以上の濃度を示すことがわかった⁴⁹⁾。この原因として、地下深部の地層中で生成されたメタンガスが大曲断層に沿って地表まで移動し、地表付近の酸化的な環境下においてメタンガスが酸化したために高濃度の二酸化炭素が発生したことが考えられ、すなわち同断層が物質の移動経路として重要な構造である可能性が示唆される。このことについては、今後、同位体測定の結果なども用いてより詳細に検討する必要がある。

一方、本段階では HDB-4 孔や HDB-5 孔において多くの割れ目と遭遇し、掘削時に多くの逸水が生じた。このことから、割れ目が物質の移動経路として重要である可能性が示唆され、本調査段階の後半では割れ目についても精査することが求められた。

割れ目について、深層ボーリング調査（コア観察・孔壁画像解析）の結果を検討したところ、ボーリング孔で認められる割れ目の大部分は断層岩の挟在や割れ目表面の条線や鏡肌の存在からせん断性の割れ目と判断され、それらは層理面に高角な小断層と層理面にほぼ平行な小断層に分類できることが分かった。さらに、前者の小断層は互いに密集する傾向が認められることから、これらの密集部分を割れ目帯（後に小断層帯として再定義）と捉えることとした⁵⁰⁾。掘削中の逸水区間や原位置透水試験で高い透水係数を示す部分はいずれもこの割れ目帯に対応する。

上記の割れ目帯を考慮した水理解析を行なった結果、割れ目帯が地下水流動に大きな影響を与えていることが示された⁴¹⁾ので、岩盤中の割れ目の分布や性状について、更なる検討（割れ目帯の再検討も含む）が必要となった。そこで、人工的に作成した剥ぎ取り水平露頭面において割れ目スケッチを行なうなど、小断層について更なる調査を行なった。その結果、以下のことが示された³⁴⁾。

- i) 断層方向の層理面と褶曲軸との関係及び変位センスから、小断層は横ずれ優勢の傾向を示す層理面に高角なものと縦ずれ優勢の傾向を示す層理面にほぼ平行なものに分類できる（Fig. 4.1.3-7）。
- ii) 層理面に高角な小断層の形成時期は、断層同士の切り合いの関係、小断層解析によって推定される断層運動時の応力場、層理面にほぼ平行な小断層と褶曲運動の関係、及び大曲断層に関する既存情報から、大部分において褶曲運動の時期より新しいこと、大曲断層の形成時期と大きく異なること、及び本岩盤中に認められる断層の中で最も新しいこと、が推定できる。
- iii) 層理面に高角な小断層は、小断層解析によって推定される断層運動時の応力場と褶曲軸方向との関係、岩盤中に認められる断層の形成過程及び既往の報告例から、褶曲形成時に蓄積された残留応力を起源とする圧縮応力によって形成された可能性が考えられ、褶曲構造に伴って広く分布することが推定できる。一方、層理面にほぼ平行な小断層は、断層方向と層理面の関係、及び変位センスと褶曲軸方向の関係から、曲げすべり褶曲に伴う層面すべりによって形成された層面断層と考えられ、褶曲構造に伴って特に翼部に広く分布することが推定できる。
- iv) 層理面に高角な小断層は、雁行状に互いに連結し合いながら密集する傾向があり（Fig. 4.1.3-8）、「小断層帯」（長さ：10m～100m オーダーと推定）を形成する。
- v) 地表付近における断層沿いの酸化帯の発達状況、挟在する断層岩の産状、分布密度、形成過程、及び断層の方向と応力場との関係から、層理面に高角な小断層、特に小断層帯は、地下水の主要な水みちとなっている可能性が指摘でき、一方、層理面にほぼ平行な小断層は、

その可能性が低いと考えることができる。

なお、研究所設置地区周辺における地形調査（リニアメント調査）により判読・自動認識されたりニアメントの方向性及び分布密度の特徴は、層理面に高角な小断層の特徴とよく一致したが、実際にリニアメントとして地表で追跡できるような小断層（あるいは小断層帯）や節理は確認されなかった³²⁾。

節理については、三谷ほか¹⁴⁾により背斜軸部に認められることが指摘されているが、本段階において実施した重力探査解析において、大曲断層推定位置の西側の背斜頂部で地層の密度が低下していると仮定した解析を行なうと、得られた重力異常を良く説明できることが分かった³⁹⁾。この原因としては背斜頂部における割れ目の発達と考えられた³⁹⁾が、もしこの考えが正しいとすれば、この背斜頂部における地層の密度低下は、三谷ほか¹⁴⁾の指摘する節理の分布特性と調和的である。

(4) まとめ

地層の分布について、前段階とおおむね整合的な結果を得ることができた。また、稚内層や声間層の地質学的特徴（鉱物組成・変質作用・物性・地質年代）、段丘堆積物の厚さ、及び大曲断層や割れ目について、本段階では多くのデータが取得・蓄積されたことにより、多くの新知見を得ることができた。とりわけ、大曲断層や割れ目については、地表踏査、AMT 法電磁探査、反射法地震探査、重力探査及び深層ボーリング調査から、これらの結果を統一的に説明できるような大曲断層の三次元分布と水理特性を推定することができたこと、及び地表露頭における小断層調査の結果から、小断層帯が水理地質学的に重要であることを示すことができたことが大きな成果と言える。

しかしながら、小断層帯の分布や連続性、さらには節理に関する情報など、本段階では十分な理解を得ることができなかった項目も残されている。特に小断層帯については、小断層帯を考慮した湧水量解析⁵¹⁾において、その分布や連続性が重要であることが示されている。第2段階の調査では、これらの項目の把握が最優先の課題として挙げられる。

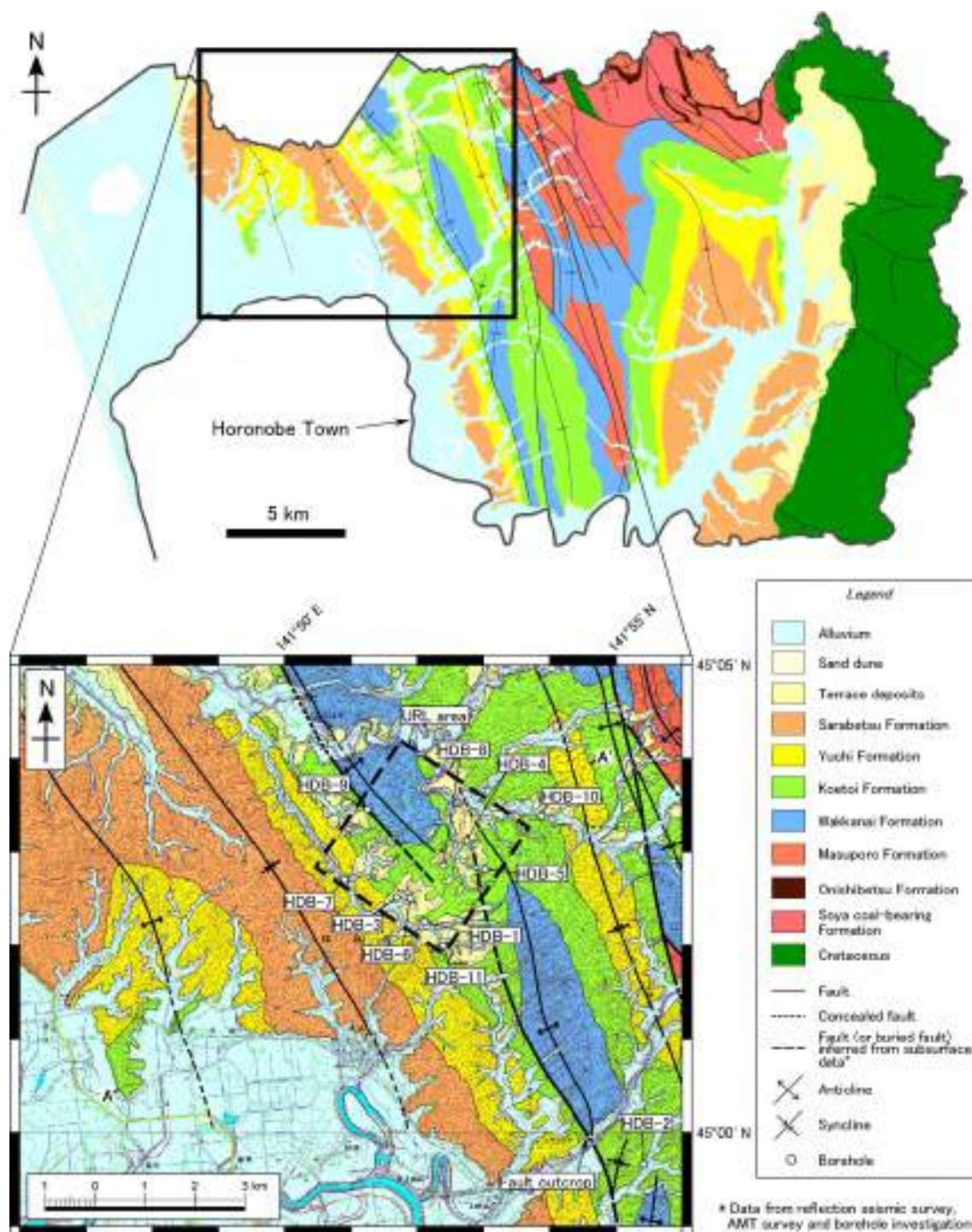


Fig. 4.1.3-1 Geologic map in and around the URL area

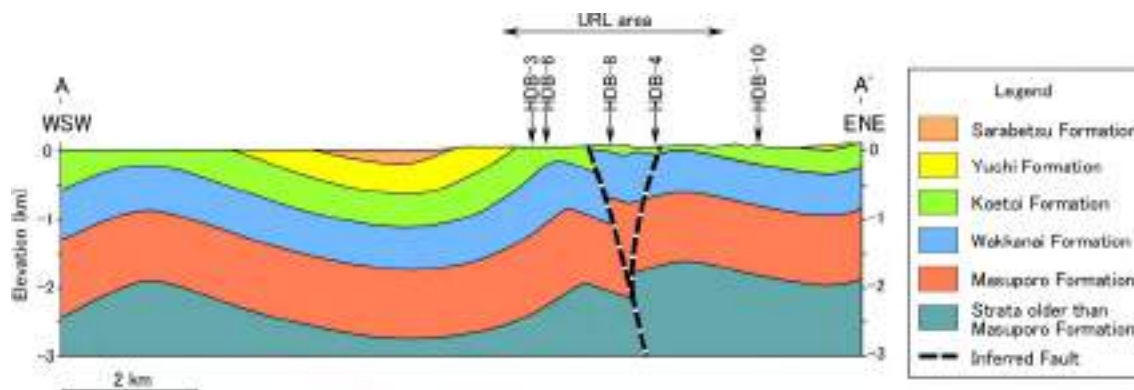


Fig. 4.1.3-2 Geologic cross section under the A-A' line shown in Fig. 4.1.3-1, based on Niizato & Yasue⁹⁾ and Ishii et al.³³⁾

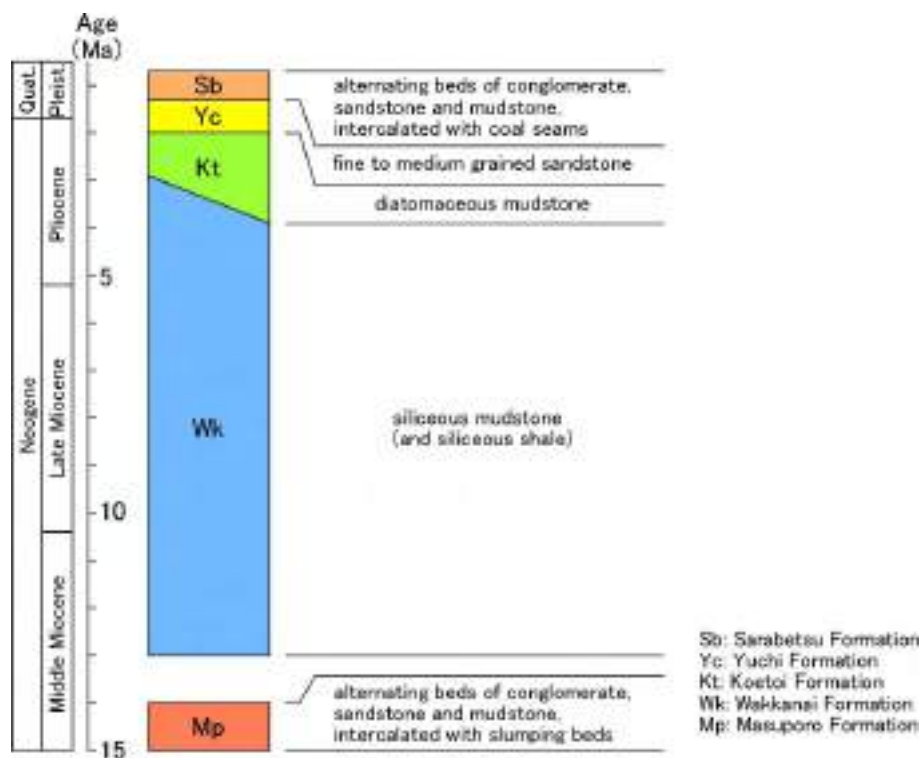


Fig. 4.1.3-3 Schematic columnar section in and around the URL area

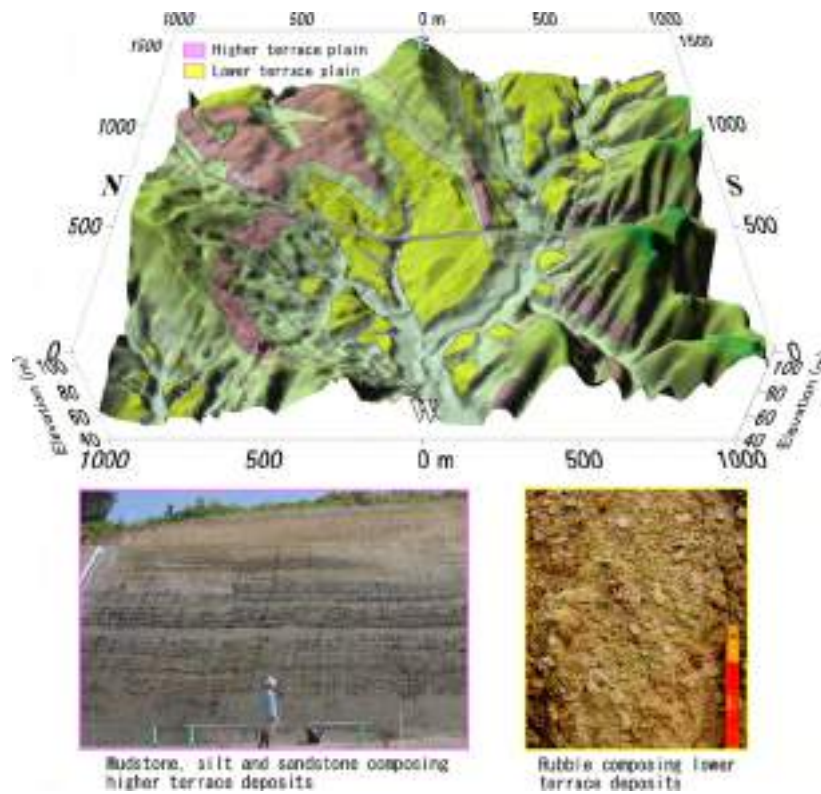


Fig. 4.1.3-4 Terrace deposits in the URL area⁴⁸⁾

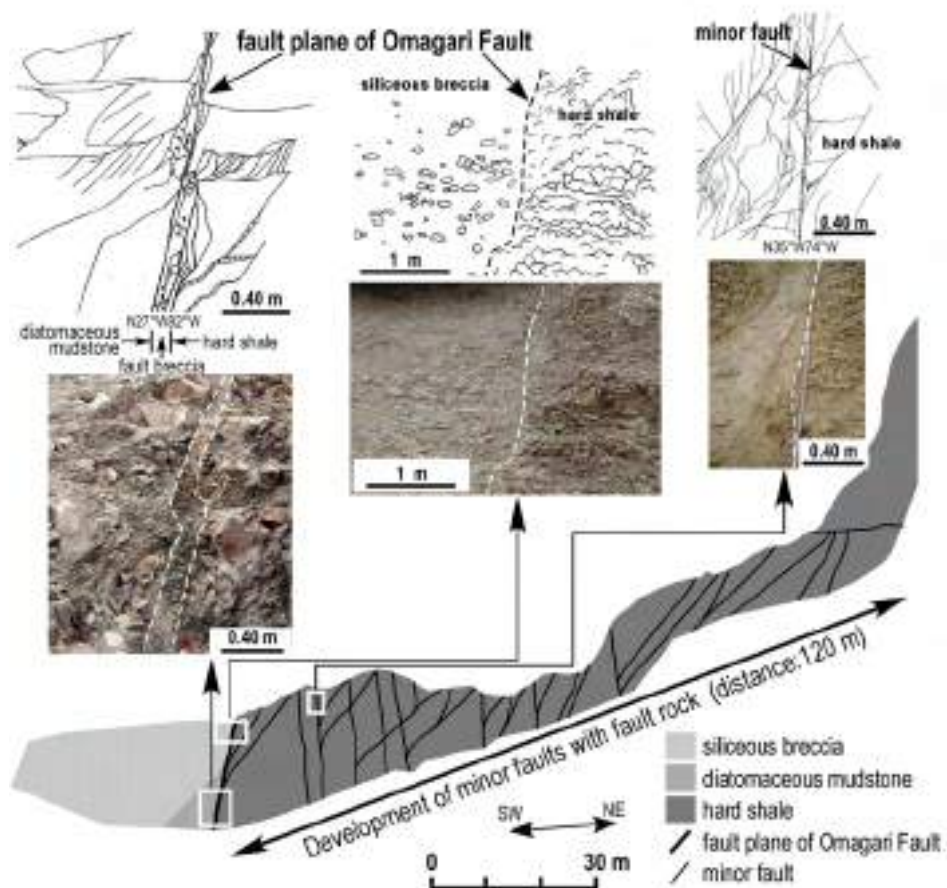


Fig. 4.1.3-5 Sketches at the fault outcrop of the Omagari Fault³³⁾

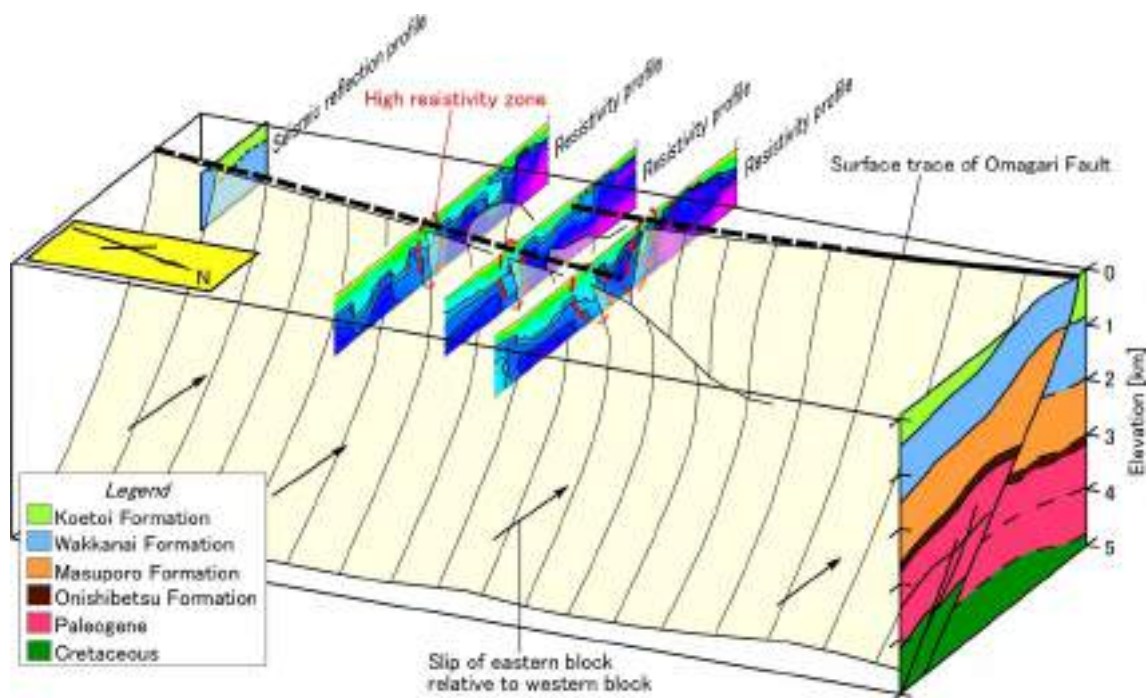


Fig. 4.1.3-6 Schematic diagram of the Omagari Fault in and around the URL area³³⁾

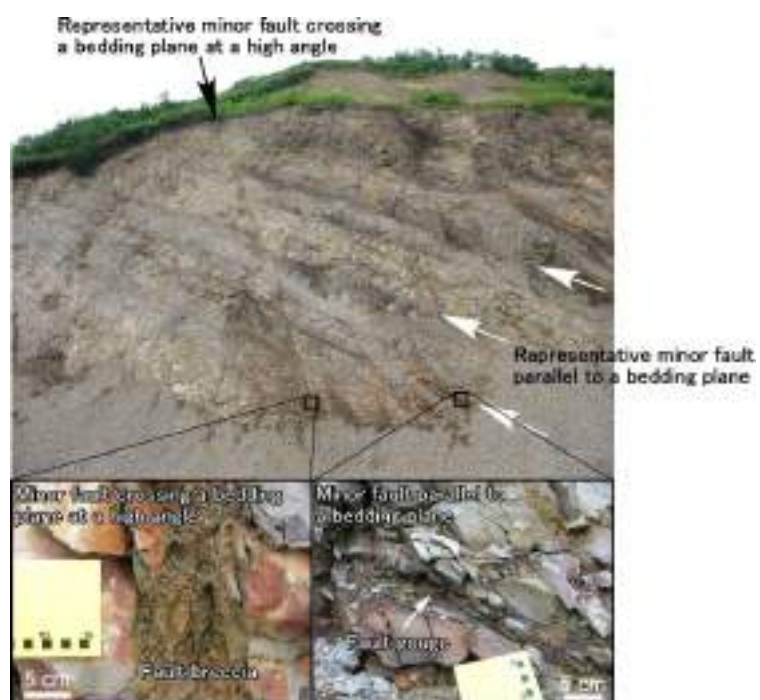


Fig. 4.1.3-7 Photos for the representative minor faults³⁴⁾

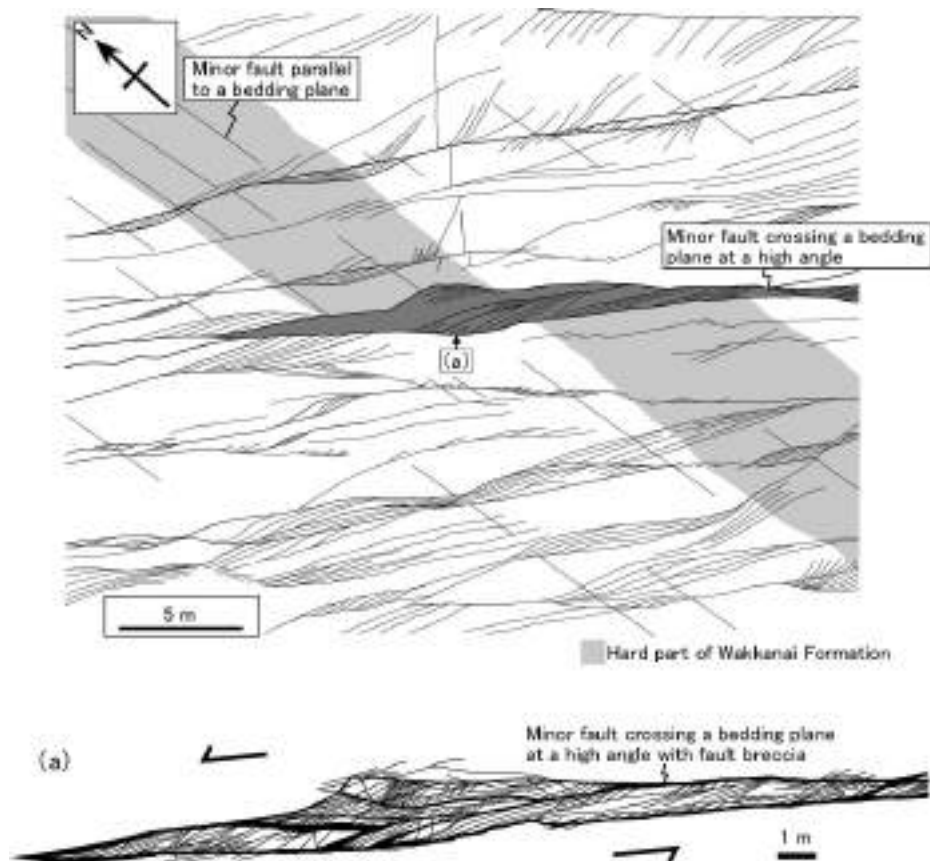


Fig. 4.1.3-8 Sketch for the minor fault crossing a bedding plane at a high angle³⁴⁾

4.1.4 地質構造モデルの構築

研究所設置地区近辺の地質構造の概念としては Fig. 4.1.4-1 のようにまとめることができる。すなわち岩盤中には、珪質泥岩（あるいは珪質頁岩）を主体とする稚内層、珪藻質泥岩を主体とする声間層及び砂岩を主体とする勇知層が分布しており、岩盤中の不連続構造としては、大規模な断層として大曲断層帯が分布するほか、小規模な断層として、横ずれ優勢の傾向を示す層理面に高角な小断層と縦ずれ優勢の傾向を示す層理面にほぼ平行な小断層が褶曲構造に伴って広く分布する（ただし、層理面にほぼ平行な小断層は褶曲の軸部よりも翼部に発達する傾向がある）。層理面に高角な小断層は雁行状に互いに密集して小断層帯を形成する傾向があり、層理面に高角な小断層、特に小断層帯は地下水の主要な水みちとして機能している可能性が高い。一方、層理面にほぼ平行な小断層は、主要な水みちとして機能している可能性が低い。なお、節理の発達状況についてはまだ十分な検討がなされていないため、Fig. 4.1.4-1 には表現していない。

上記の構造のうち、地下水の流れや物質移動に大きな影響を及ぼす構造として考慮すべきものは、主要な水みちとして機能している可能性が特に高いという点から、大曲断層帯と小断層帯が挙げられる。これらの構造については、適切に地質構造モデルや水理地質構造モデルに反映させる必要があるが、大曲断層帯の分布については、地表踏査や物理探査などから決定論的に推定することが可能である。しかしながら、小断層帯の分布については、これまでにボーリング孔間やリニアメントにおいて連続性が確認されている小断層帯が一つも無く、その連続性については不明な点が多いこと、さらに小断層帯の存在量が多いことから、決定論的に推定することは現実的に不可能であり、確率論的に岩盤中に発生させるといった方法に頼らざるを得ないのが現状である。すなわち、決定論的に構築した地質構造モデル（Fig. 4.1.4-2）においては小断層帯を表現で

きないが、決定論的な方法と確率論的な方法を組み合わせたモデルにおいては同構造を考慮することが可能と考えられる。以下では、小断層帯を確率論的な方法によって、より現実的に岩盤中に発生される際の、主に地質学的観点から見た制約条件の一例を列挙する。

- i) 小断層帯は、ある方向、長さ（半径）、幅及び透水量係数を有する平板（円盤）状媒体に置換できる（円盤状媒体を用いたモデルとしては一般に BAECHEER et al.⁵²⁾などが知られる）。すなわち、小断層帯中の互いに密集し合う一本一本の割れ目をモデル化するより、これらを一括してモデル化した方が、実際に行っている原位置透水試験の区間長のスケール（1m～10m スケール）を鑑みると効果的であることに加えて、小断層帯中の基質部も水みちとして考慮する必要があることから、小断層帯は割れ目とその割れ目間の基質部の両者を一括した地質構造として見なせるとする。
- ii) 小断層帯の方向（走向・傾斜角度）は、小断層帯中の割れ目の方向を平均化したもので表せる。すなわち、実際には割れ目は雁行配列して密集するため、厳密には密集ゾーンの連続方向と割れ目の平均方向はやや斜交すると考えられるが、ここではモデルの単純化を図るために、割れ目の平均方向で代表できるものとする。
- iii) 小断層帯の走向は、褶曲軸の直交方向から 45°以内で斜交し、特にその交差角度は 40°前後に限定できる。すなわち、層理面に高角な小断層の走向が褶曲軸の直交方向と斜交（～平行）する傾向を示し、特に 40°前後で斜交するものが多いこと³⁴⁾、及び一般的に剪断破壊は σ_1 方向（ここでは褶曲軸の直交方向）に対し 45°以上斜交する方向には生じにくいことから、小断層帯の走向は上記の方向に限定できるものとする。
- iv) 小断層帯の傾斜角度は、45°～90°の範囲内の傾斜角度で、特に鉛直のものが卓越する。すなわち、層理面に高角な小断層の傾斜角度が水平露頭において鉛直に近い傾向を示すこと³⁴⁾、層理面に高角な小断層は横ずれ優勢の断層であり³⁴⁾、一般的に横ずれ断層は高角であることが多いこと、及び層理面に高角な小断層の多くは褶曲運動後に形成されたと考えられる³⁴⁾ため傾動の影響は少ないと考えられることから、小断層帯の傾斜角度は上記の角度に限定できるものとする。ただし、ボーリング孔で得られる傾斜角度のデータは、孔が鉛直であることが原因で鉛直な層理面に高角な小断層を十分に捉えきれていない可能性が高いことから、ここでは考慮しない。
- v) 小断層帯の長さ（半径）は、ボーリング孔で実測される幅の長さの 10 倍と仮定できる。すなわち、小断層帯の長さ（半径）は、地表露頭で得られた「高密度小断層帯」（小断層帯の 1 オーダー小さなスケールの構造）の長さとの関係³⁴⁾が適用できるものとする。
- vi) 小断層帯は、岩盤中に一様に分布すると仮定できる。なお、三次元的分布密度については、ボーリング孔で得られる一次元的分布密度から、下茂ほか⁵³⁾が提案する「仮想透水試験（水理地質構造モデル上で実施する透水試験）法」によって逆解析的に求まるものとする。

以上、決定論的な方法によって表現が困難な小断層帯の分布については、例えば上記のような制約条件を考慮して確率論的に発生させることにより、より現実的な推定が可能になると考えられる。確率論的に発生させる際の制約条件は、得られたデータとその地質学的解釈に基づいて決定されるべきものであり、それには小断層帯の成因や構造的な特徴及び形成過程といった情報が活用できると考えられる。小断層帯を確率論的に考慮したモデルとしては操上ほか⁴¹⁾や高瀬ほか⁵⁴⁾などによって複数のモデルが検討されており、例えば割れ目の空間分布に関する情報を連続体モデルの水理特性の空間分布に反映する等価不均質連続体モデル⁵⁵⁾の適用などが試行されている。

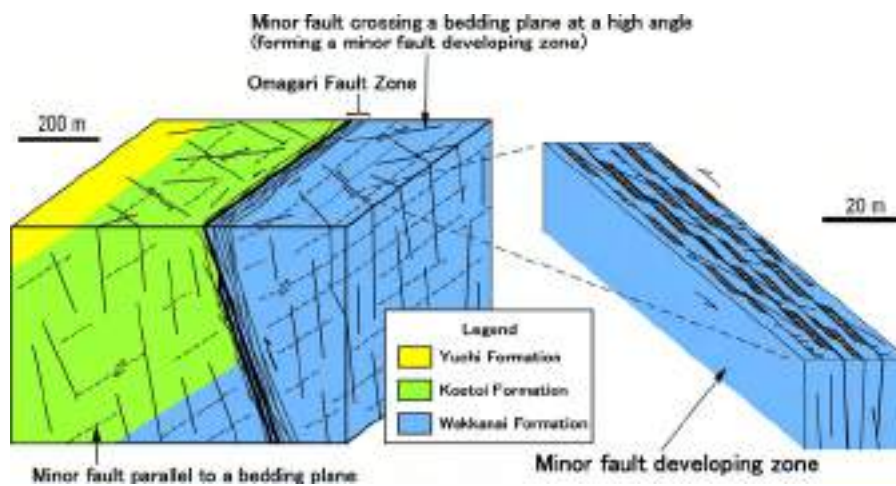


Fig. 4.1.4-1 Conceptual model for the faults, modified from Ishii & Fukushima³⁴⁾

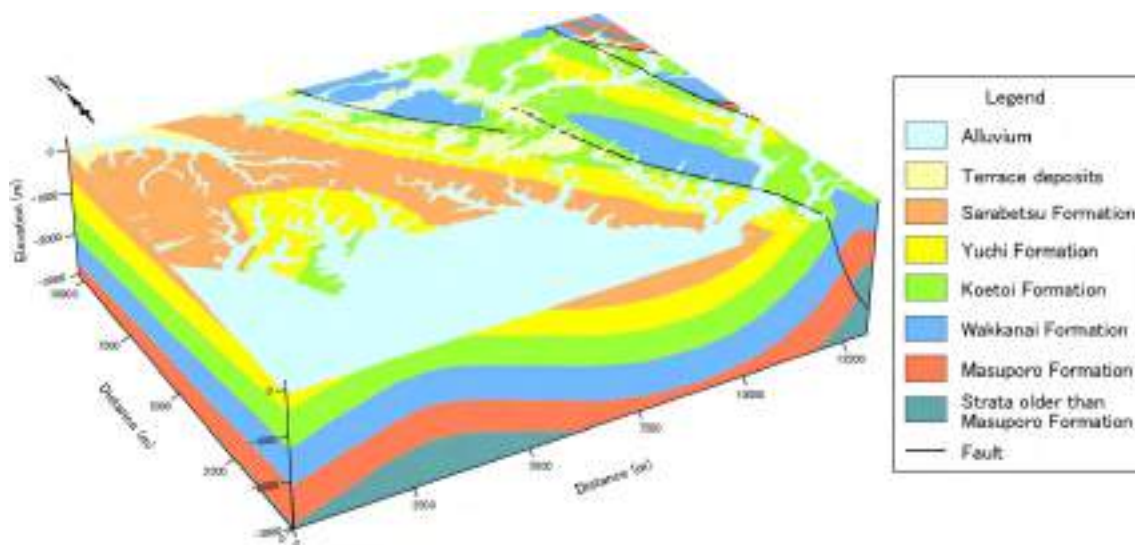


Fig. 4.1.4-2 Geological model in and around the URL area
(This area equal to the lower map in Fig. 4.1.3-1)

4.2 岩盤の水理に関する調査研究

4.2.1 調査研究の目標

地上からの調査研究段階における岩盤の水理に関する調査研究・モデル構築の目的は、研究所設置地区及びその周辺の地下水流動特性を把握すること、地下施設建設に伴う水理地質環境の変化を予測すること、及び第2段階以降における効率的・体系的な調査の進め方を提示することである。ダルシー則を仮定した場合、地下水流速（ダルシー流速）の絶対値は透水係数と動水勾配の積で表されることから、岩盤の水理に関する調査研究では、対象地層である稚内層、声間層の透水係数と動水勾配の値とその分布を把握することが必要である。また、地下水流動は境界値問題であるため、上位・下位の地層の透水係数分布、涵養量や地下水位、全水頭分布の調査も同様に必要である。

調査研究を統合・解釈して研究所設置地区及びその周辺の地下水流動系の把握を行い、地下施設建設に伴う地下水流動系の変化を予測するためには、水理地質構造モデル構築及び地下水流動解析を行うことが有効である。水理地質構造モデル構築及び地下水流動解析を通じて、調査研究の進捗に伴う不確実性の低減（ここでは、場の解釈の進展を指す）プロセスや、次段階以降の調査研究の提案を行うことが可能となる。このようなモデル化を介した調査研究の統合化プロセスは、狭義の知識管理（knowledge management）と考えることもできる。

本報告書では、調査研究の進捗に伴う不確実性低減プロセスを明確にするよう、幌延町全域を対象とした調査研究段階と研究所設置地区及びその周辺における調査研究段階の二つの段階を設定している。前者は、HDB-1, 2孔を利用した試験を含めた既存情報に基づいた調査研究であり、4.2.2に既存情報の整理と、それに基づく水理地質構造モデル・地下水流動解析について述べる。一方、後者については、4.2.3に地表からの調査研究（表層水理調査）とボーリング孔を利用した調査研究について調査位置の選定と調査の考え方の変遷及び調査結果の概要を記述し、4.2.4に調査研究の進捗に伴う不確実性低減プロセスの概要と第1段階の最終的な水理地質構造モデル及び地下水流動解析を提示する。なお、地表からの調査研究（表層水理調査）における、幌延町全域を対象とした調査研究から研究所設置地区周辺を対象とした調査研究への移行については4.2.3「研究所設置地区及びその周辺における調査研究段階」の中で述べる。

4.2.2 幌延町全域を対象とした調査研究段階

(1) 調査研究の手法

地下水流動は、基本的には物理量保存則の下、ダルシー則などの構成条件、透水係数などの物性値、境界条件によって支配される。研究対象領域の地下水流動を解析的に検討する際には、必ずしも研究対象領域の境界に適切な境界条件を設定することができるわけではなく、適切な境界条件を設定できるよう、より広範な解析領域を設定し、また、解析領域内の物性値を推定しなければならない。

したがって、幌延町全域を対象とした調査研究段階においては、幌延町を中心として、その周辺地域の地下水流動特性に関する情報を文献によって把握する必要がある。このような既存情報に基づいた調査研究は、地表からの調査研究（表層水理調査）やボーリング孔を利用した調査に先立って行われるものであり、既存のボーリング情報、地下水利用状況、水文情報などの文献調査からなる。特に既存のボーリング調査の情報はその後の調査研究の進め方の参考となるだけでなく、ボーリング孔の掘削や地下水の揚水は自然の地下水流動系を乱す要因となりうることから重要な情報である。また、対象岩盤の上位・下位の地層や研究対象領域以外（幌延町外など）の情報については、基本的に文献調査に頼らざるを得ない。

既存情報のうち、資源エネルギー庁が進めている国内石油・天然ガス基礎調査の情報は、地下

の流体に関する調査であることから、水理地質調査において特に有益である。基礎調査は、新潟県及び秋田県を中心に全国の陸域・海域で実施されており、深いものでは深度 5,000m 程度の基礎試錐によって深部の地質構造、貯留層などの情報を取得している。研究所設置地区周辺では、研究所設置場所の北約 3km で基礎試錐「天北」(掘削深度 5,050m) が掘削されている¹¹⁾。

幌延地域では、その他にも地下資源開発のためのボーリング調査が複数実施されており、例えば天塩町の北川口 SK-1 (掘削深度 4,505m) など十分深い地層まで達していることから、情報の少ない下位の地層に関する重要な知見を得ることができる。また、動力炉・核燃料開発事業団(現、原子力機構)が 1987 年に掘削した D-1 孔(幌延町開進)では研究対象岩盤の上位の更別層などに対する水理試験が実施されている^{56),57)}。

研究所設置候補区域選定時に掘削したボーリング孔 HDB-1, 2 孔では、稚内層、声問層の平均的な透水係数を取得することを目的として、健岩部だけでなく割れ目も含む箇所を対象とした水理試験が実施されている^{58),59)}。

また、地下水利用としては上水利用や温泉がある。研究所設置地区の北西約 3km には豊富温泉があり、深度 900m~1,300m から毎分 180 リットル程度の揚水が行われている。

地下水の揚水はその深度の全水頭(ポテンシャル)を低下させることから、自然の地下水流動に影響を与える。また、水収支が変化することから、水文調査にも影響を与える。さらに、ボーリング孔を掘削したまま埋戻さずに放置されている場合、ケーシングを設置していても腐食などによりボーリング孔が水みちとなる可能性があることから、これらを調査しておく必要がある。

(2) 既存情報の整理

既存のボーリング孔のうち、研究所設置地区に近く、水理地質構造について重要な情報が得られているものとしては、幌延町の北方、豊富町に位置する豊富温泉のボーリング孔、研究所設置地区のすぐ北で行われた基礎試錐「天北」、そして研究所設置地区選定時に掘削した HDB-1, 2 孔がある。豊富温泉の温水は割れ目型貯留層から産出していると考えられている⁶⁰⁾。本温泉の産出する地層は、増幌層上部幕別層と考えられている⁶¹⁾が、基礎試錐「天北」の掘削中には、稚内層においてもしばしば逸水が生じている¹¹⁾ことを考慮すると、稚内層ないし増幌層上部においては、割れ目が卓越した場所が存在する可能性がある。HDB-1, 2 孔において実施した水理試験より、稚内層、声問層の透水係数は、 $10^{-11} \sim 10^{-9} \text{ m s}^{-1}$ オーダーと小さいものであった。

また、D-1 孔^{11),56)}での水理試験の再検討結果から、勇知層の透水係数は 10^{-7} m s^{-1} 程度、更別層・第四紀層の透水係数は 10^{-6} m s^{-1} 程度となっている⁶²⁾。なお、更別層は主要な帯水層を形成しており、その地下水は幌延町の上水として利用されている。

水圧に関しては、HDB-2 孔で静水圧に比して +150m 程度も高い圧力水頭が認められているほか、北川口背斜の地表背斜軸の東方約 800m に位置するボーリング北川口 SK-1 において、密度検層の結果から、増幌層中に異常高圧が存在する可能性が指摘されている^{63),64)}。一方、研究所設置地区内に位置する HDB-1 孔では、+10m 程度被圧しているが、異常高圧は認められない。HDB-1 孔付近の声問層、稚内層内では異常高圧が存在する可能性は低いと想定されるが、研究所設置地区内での有無は不明である。

また、本地域では塩分濃度の高い地下水の存在が確認されているほか、地下水中にはしばしばガスの存在も認められている⁶⁵⁾。

既存のボーリング調査結果を踏まえると、本地域では、割れ目が卓越した場所の存在は否定できないものの、主な対象である稚内層、声問層の透水係数の値は小さく、そのばらつきも小さいと考えることができる。

(3) 水理地質構造モデルの構築及び地下水流動解析

i) 解析条件

幌延町全域を対象とした調査研究段階の目的は、研究所設置地区及びその周辺の地下水流動特性（岩盤中の透水係数の分布や動水勾配など）の概要を把握し、その後の調査段階における効率的・体系的な調査を提示することである。ここでは、既存情報から地質構造、水理地質構造を推定し、各地層に対して想定しうる範囲で透水係数を変化させた感度解析を実施し、研究所設置地区周辺の全水頭分布や地下水の流速へ大きく影響を与える地層を推定し、調査に反映することとなる。

ここでは、研究所設置地区周辺の概略的な地下水流動系を推定するために幌延町全域を含む50km四方程度の領域を対象とした地下水流動の感度解析を実施した。解析領域は、研究所設置地区周辺の流動方向などの解析結果に影響しないように十分広く設定する必要がある。そこで、東側境界は天塩川流域の東端である天塩山地までとし、西側境界は海岸線沖10km程度までとした。南北の境界は明確な流域境界がないことから、研究所設置候補区域（4区域）から十分遠くに設定した。また、モデル化深度は標高-5,000mまでとした。これは、基本的に透水係数は深度とともに低下すると考えられること、基礎試錐「天北」の深度約5,000m程度のボーリング調査で大規模な帯水層が認められていないことから、標高-5,000mで十分不透水境界と仮定できると考えられたためである。解析領域を Fig. 4.2.2-1 に、解析メッシュ及び境界条件を Fig. 4.2.2-2 に示す。

(2)に示したように、既存情報を踏まえると、本地域では、亀裂が卓越した場所の存在は否定できないものの、主な対象である稚内層、声間層の透水係数の値は小さく、そのばらつきも小さいと考えることができる。また、亀裂が存在するとしてもその分布や透水特性は不明であることから、本調査・解析段階では、対象岩盤を多孔質媒体とみなして連続体モデルでの有限要素解析を実施した。対象とした水理地質区分は、白亜紀層、増幌層ほか、稚内層、声間層、勇知層、更別層・第四紀層、大曲断層、幌延断層（N1断層）、表層・段丘堆積物とした。

幌延町全域を対象とした調査段階では、実測の透水係数は質、量とも限られていることから、既存情報の調査の結果、または推定された透水係数を基本ケースとし、透水係数の幅を考慮して、感度解析を実施した。また、涵養量に関する感度解析も実施した^{66),67)}。

基本ケースでは、各地層の透水係数を Table 4.2.2-1 のように設定した。稚内層、声間層の透水係数は HDB-1、2 孔での水理試験結果から設定し、勇知層、更別層・第四紀層の透水係数は D-1 での水理試験結果の再検討⁶²⁾により設定した。表層・段丘堆積物の透水係数は、下位よりも大きい値とし、また、増幌層は礫・砂岩を含むことから、上位の稚内層よりもやや大きい値とした。大曲断層は、断層面の直交方向に不透水性、平行方向に高透水性のサンドイッチ構造を仮定し、透水係数も仮定した値である。Table 4.2.2-2 に感度解析ケース一覧を示す。

上部境界条件は、降雨強度を与えて地下水位が地表面と一致した場合に水位固定とする浸出面境界とした。降雨強度は降水量から蒸発散量を減じたものであるが、今井ほか⁶⁸⁾は水文学的な涵養量（降雨量から蒸発散量と河川流出量を減じたもの）を降雨強度として設定している。涵養量に関しては、天塩川流域内の円山観測所、誉平観測所の河川流出高の平均値 1,480mm y⁻¹、建設省技術研究会が示している北海道の蒸発散量の目安値 400mm y⁻¹、及び、岩井・石黒⁶⁹⁾の示した日本河川の流出率（流出量／降水量）から、0.7～0.9 程度を仮定して求めた。その結果、涵養量は 0～234mm y⁻¹ と算定された。基本ケースでは、やや大目に 1mm day⁻¹ とした⁶⁸⁾。下部境界条件は標高-5,000m で不透水境界とし、側方境界は、海側では表面部を水位固定、それ以外の部分を不透水とし、海以外ではそのほとんどが尾根や谷部に沿って設定していることから不透水境界とした。

ii) 地下水流動解析結果

Fig. 4.2.2-3 に基本ケースの解析から得られた全水頭分布と、感度解析において実施した全解析ケースにおける研究所設置地区及びその周辺からの地下水移行経路を示す。大局的には、東側の全水頭が西側に比べて高いことから、地下水の主な流動は東から西に向かうことがわかる。一方、研究所設置地区及びその周辺においては、局所的な地形の起伏の影響で、全水頭分布はやや複雑であり、流動方向も深度や場所により異なったものとなっている。地下水移行経路から、地下水流動は、浅い箇所では清水川流系・ペンケエベコロベツ川流系といった局所流動系に支配され、また、深い箇所では広域流動系である天塩川流系に支配されていることが確認された。

感度解析は、研究所設置用地の標高-400m における全水頭、動水勾配、及び標高-400m から地表までの地下水流動時間、地下水流動距離を指標として実施した⁶⁶⁾。Fig. 4.2.2-4 には、全水頭及び地下水流動時間に対する感度勾配率を示す。ここで、感度勾配とはパラメータを 1 単位（透水係数では 1 オーダー、涵養量では 1mm day^{-1} ）変化させたときの着目点における特性値（全水頭など）の変化量であり、感度勾配率とは感度勾配を基本ケースでの特性値で除し、百分率表示したものである。全水頭に関しては、表層・段丘堆積物や勇知層など、比較的浅い地層の透水係数の感度が大きいことがわかる。これは、全水頭分布が基本的に地下水位の起伏に支配されており、地下水位の起伏の影響が深部に伝わる際に、より浅い箇所の透水係数に影響を受けるためである。一方、地下水流動時間に関しては、稚内層、声間層の透水係数の感度が大きいことがわかる。これは、移動経路の大半が稚内層、声間層を通っているためである。なお、涵養量は単位が透水係数と異なることから、同じように比較することはできないが、涵養量 1mm day^{-1} の感度と声間層の透水係数 1 オーダーの感度は、地下水流動時間に対して同等であることなどがわかる。また、大曲断層の透水係数はいずれにおいても小さいものとなったが、大規模な地質構造に対しては、想定する透水係数の幅も大きいことから、大曲断層を対象とした調査の重要度が小さいことを示す結果とはいえない。

(4) まとめ

地下水流動解析結果を踏まえ、研究所設置地区及びその周辺の地下水流動系の概念を Fig. 4.2.2-5 に示した。解析結果からは、研究所設置地区を含む流動系は、地形の起伏に支配されたものであり、深度によって局所流動系、広域流動系に分かれていることがわかった。広域流動系と局所流動系の境界は標高-400m 程度となり、地下施設（深度約 500m に位置する坑道）近傍の地下水の流動は主に広域流動系に支配されている可能性が高いと考えられる。

以降の調査では、地下水の流動方向や流動速度の不確実性を低減するために、感度解析により調査の重要度が示された地層の透水係数や涵養量を中心にデータを取得するとともに、解析領域を絞り込んだ詳細な解析を実施することが必要であることが、本調査段階において示された。

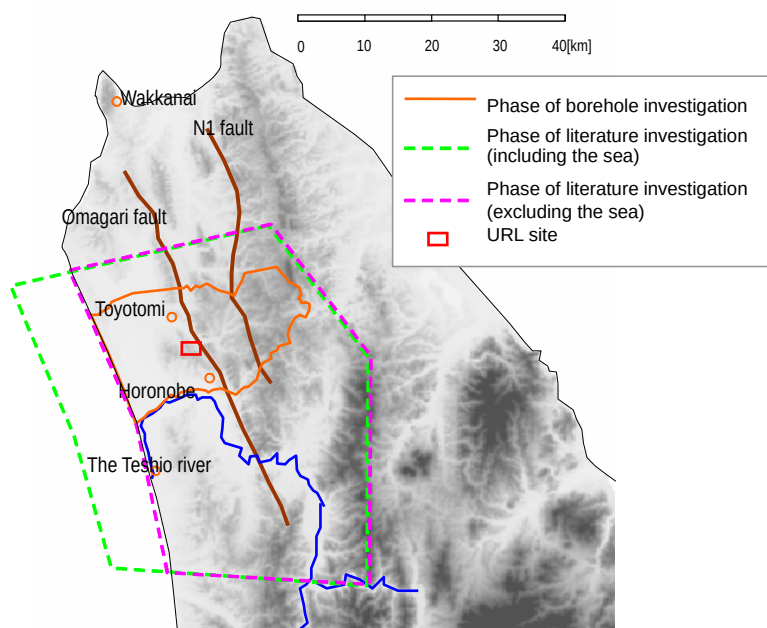


Fig. 4.2.2-1 Domains of the analyses

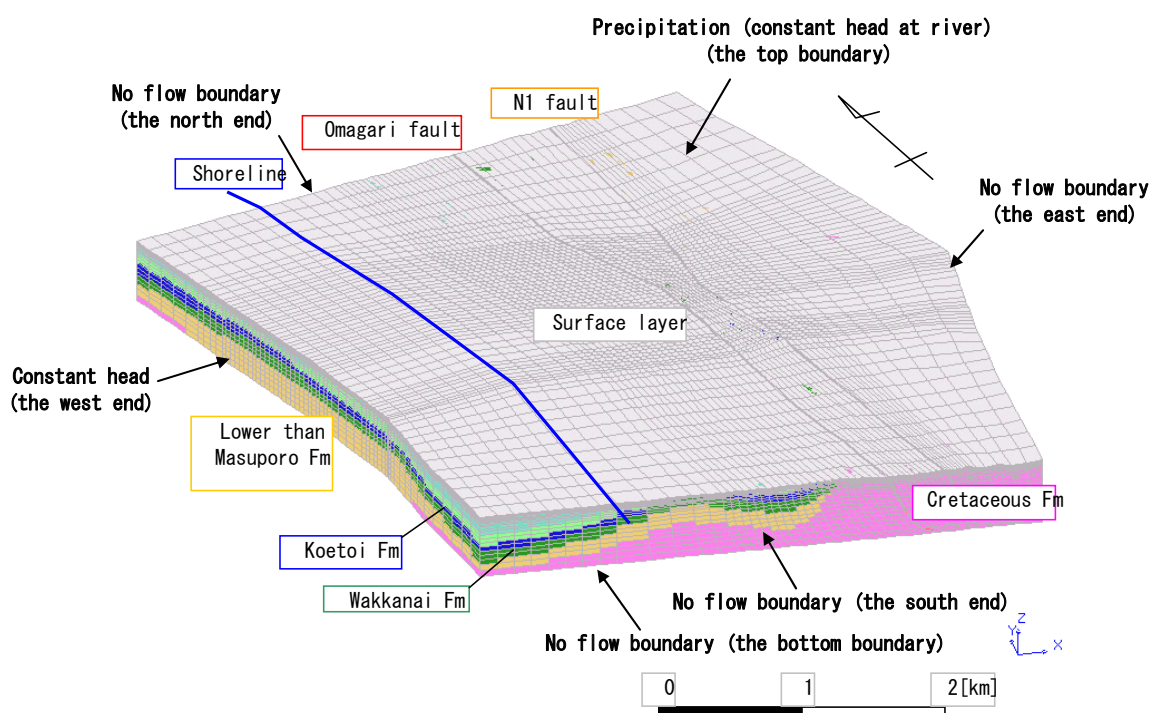


Fig. 4.2.2-2 Finite element mesh and boundary conditions

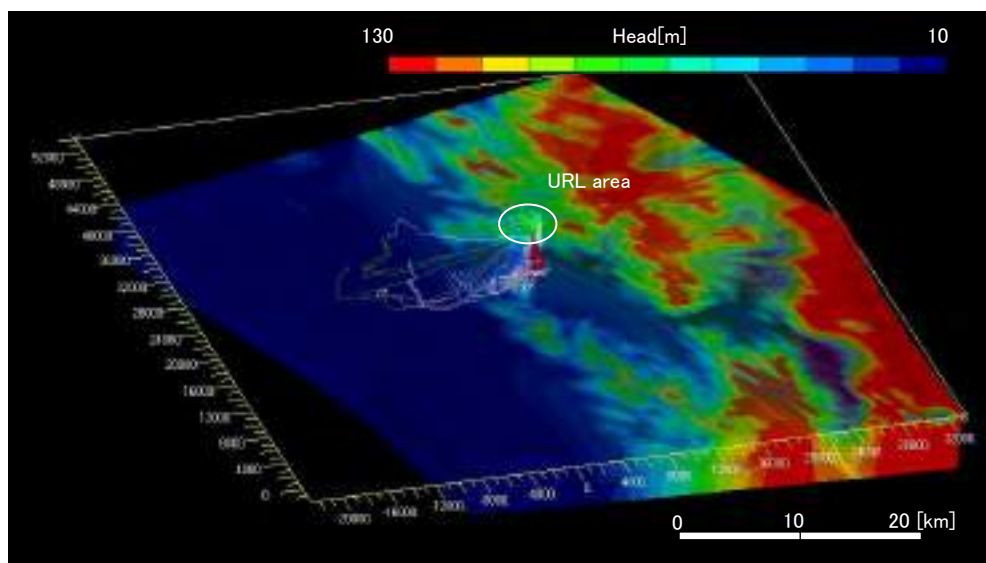


Fig. 4.2.2-3 Distribution of hydraulic head of the reference case and simulated stream lines from the URL site

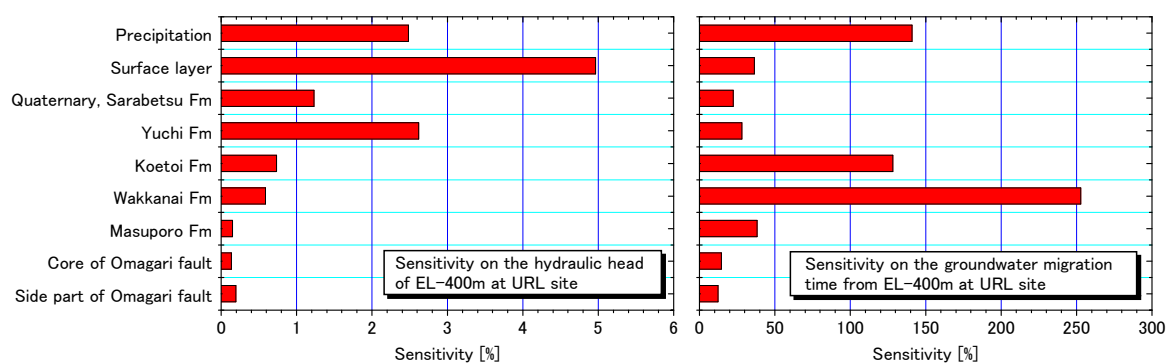


Fig. 4.2.2-4 Sensitivity

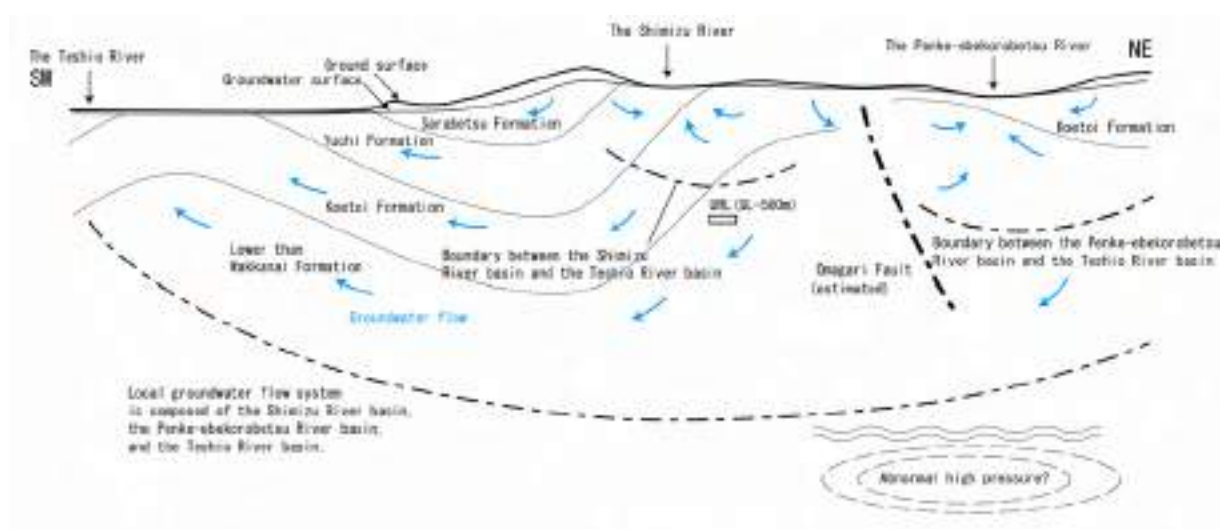


Fig. 4.2.2-5 Conceptual image of groundwater flow in and around the URL area

Table 4.2.2-1 Hydraulic conductivity settings for the reference case

Formation	Hydraulic conductivity [m s ⁻¹]	Grounds for settings
The Cretaceous formation	1.0×10^{-11}	Lower than the upper formation (assumed)
Masuporo	5.0×10^{-10}	Relatively high permeability because sandstone and conglomerate are involved (assumed)
Wakkanai	1.0×10^{-10}	HDB-1, 2 Lower than Koetoi formation
Koetoi	1.0×10^{-9}	HDB-1, 2
Yuchi	1.0×10^{-7}	D-1 (Oshima et al. ⁶²⁾)
Sarabetsu, Quaternary	1.0×10^{-6}	D-1 (Oshima et al. ⁶²⁾)
Damaged zone of Omagari fault	1.0×10^{-8}	(assumed)
Core of Omagari fault	1.0×10^{-10}	(assumed)
Damaged zone of N1 fault	1.0×10^{-8}	(assumed)
Core of N1 fault	1.0×10^{-10}	(assumed)
Surface, sediment	2.0×10^{-6}	Higher than the lower formation (assumed)

Table 4.2.2-2 Hydraulic conductivity settings for sensitivity analyses

Case	Parameter		Changed parameter
AH13	Reference case		
M1	Hydraulic conductivity of Masuporo formation	5.0×10^{-10} [m s ⁻¹]	3.15×10^{-9} [m s ⁻¹]
M2	Hydraulic conductivity of Masuporo formation	5.0×10^{-10} [m s ⁻¹]	7.92×10^{-11} [m s ⁻¹]
W1	Hydraulic conductivity of Wakkanai formation	1.0×10^{-10} [m s ⁻¹]	1.0×10^{-9} [m s ⁻¹]
W2	Hydraulic conductivity of Wakkanai formation	1.0×10^{-10} [m s ⁻¹]	1.0×10^{-11} [m s ⁻¹]
K1	Hydraulic conductivity of Koetoi formation	1.0×10^{-9} [m s ⁻¹]	1.0×10^{-8} [m s ⁻¹]
K2	Hydraulic conductivity of Koetoi formation	1.0×10^{-9} [m s ⁻¹]	1.0×10^{-10} [m s ⁻¹]
Y1	Hydraulic conductivity of Yuchi formation	1.0×10^{-7} [m s ⁻¹]	3.16×10^{-6} [m s ⁻¹]
Y2	Hydraulic conductivity of Yuchi formation	1.0×10^{-7} [m s ⁻¹]	3.16×10^{-9} [m s ⁻¹]
Q1	Hydraulic conductivity of Quaternary	1.0×10^{-6} [m s ⁻¹]	3.16×10^{-5} [m s ⁻¹]
Q2	Hydraulic conductivity of Quaternary	1.0×10^{-6} [m s ⁻¹]	3.16×10^{-8} [m s ⁻¹]
S1	Hydraulic conductivity of surface layer	2.0×10^{-6} [m s ⁻¹]	6.32×10^{-5} [m s ⁻¹]
S2	Hydraulic conductivity of surface layer	2.0×10^{-6} [m s ⁻¹]	6.32×10^{-8} [m s ⁻¹]
FOC1	Hydraulic conductivity of core of Omagari fault	1.0×10^{-10} [m s ⁻¹]	1.0×10^{-8} [m s ⁻¹]
FOC2	Hydraulic conductivity of core of Omagari fault	1.0×10^{-10} [m s ⁻¹]	1.0×10^{-12} [m s ⁻¹]
FOS1	Hydraulic conductivity of damaged zone of Omagari fault	1.0×10^{-8} [m s ⁻¹]	1.0×10^{-6} [m s ⁻¹]
FOS2	Hydraulic conductivity of damaged zone of Omagari fault	1.0×10^{-8} [m s ⁻¹]	1.0×10^{-10} [m s ⁻¹]
AR1	Precipitation intensity	1.0 [mm day ⁻¹]	1.5 [mm day ⁻¹]
AR2	Precipitation intensity	1.0 [mm day ⁻¹]	0.5 [mm day ⁻¹]

4.2.3 研究所設置地区及びその周辺における調査研究段階

(1) 地表からの調査研究（表層水理調査）

i) 地表からの調査研究項目

地表からの調査（表層水理調査）の目的は、動水勾配分布に影響を与えている地下水位分布とその流動系を把握すること、及び表層部から岩盤への地下水涵養量を推定することである。特に地下水涵養量の把握にあたっては、水収支法を用いた間接的手法（以下、「水文学的手法」とする）と地下水位や土壌水分を用いる涵養量測定法（以下、「地下水工学的手法」とする）の両者を用いて、総合的に評価していくことが重要となる。水収支法とは、対象流域からもたらされる総降水量から河川流出量と総蒸発散量を差し引いて地下水涵養量とする方法であり（Fig. 4.2.3-1）、地下水工学的手法とは、原位置における鉛直方向のポテンシャル勾配と地盤の透水係数によって地盤工学的に鉛直浸透量を求める方法である。また、その他にライシメータを用いる方法や差温式微流速計あるいはトレーサーなどを用いて水分の鉛直浸透のフラックスを直接測定する方法などがある。これらの手法のうち、地下水工学的手法やその他の方法は測定地点での局所的な地下水涵養量を得るための方法であるため、流域単位での地下水涵養量の評価については、第一に水文学的手法による推定が基本となる。そのためには、降水量、蒸発散量、流出量その他の水文要素を正確に連続して測定する必要がある。

本研究で実施している表層水理調査の調査項目一覧を Table 4.2.3-1 に示す^{70)~74)}。また、Fig. 4.2.3-2, 4.2.3-3 に現在の観測対象流域における表層水理調査位置図を示す。

ii) 調査位置の選定

表層水理に関する調査結果を地下水流動解析における上部境界条件とするためには、解析領域全体での地下水涵養量あるいは表層部における地下水流動系の把握が必要となる。しかし、解析領域をすべて網羅する詳細調査は困難であることから、本研究では解析領域内の水文特性を代表するようにサンプル流域を設定した。

水収支特性に影響を与える要因としては、例えば、地質（構成岩石の種類）・地形（起伏量、水系）・被覆（土地利用・植生）・気象（降雨雪量・気温・湿度・風速等）などを挙げることができるが、広域地下水流動研究のような広範囲での解析作業において、その解析に供するデータの代表性確保は、解析精度を左右する問題である。したがって、サンプル流域の設定にあたっては、既存の水文資料調査あるいは空中写真判読・衛星画像（リモートセンシング）解析等により、幌延町全域（約 30×40km）において地形・地質・被覆の特徴を整理し、その各条件が多岐にわたるように、また、地域的なバランスや水系密度等の水文特性を考慮した上で、代表的な流域を選定した。その後、これらの流域の各々について、地質・地形・被覆といった特性を数値化あるいはパターン化して表した。更に、実際の観測箇所の選定にあたり、先に検討した代表的な流域の中で積雪期の観測を前提とした交通アクセスの条件等を比較し、幌延深地層研究計画における研究対象地質である新第三紀堆積岩が一樣に分布し、河道に沿った一般道がある調査対象候補流域を抽出した⁷⁰⁾。

その後、2002 年 7 月に研究所設置地区が北進地区に決定したことを受け、当該地区及びその周辺を流域とする下エベコロベツ川水系の二号川流域（P-1 流域）、ペンケエベコロベツ川流域（P-2 流域）、清水川流域（P-3 流域）の 3 つの流域を対象流域として選定した。その後、2004 年 11 月からは研究所設置地区周辺の蒸発散量・降水量の観測データを更に充実させるため、研究所設置地区を包括する P-3 流域、P-4 流域（下エベコロベツ川水系の一号川流域）、P-5 流域（ペンケエベコロベツ川流域）の 3 流域での観測に変更している（Fig. 4.2.3-2）。

降水量及び蒸発散量の推定に必要な気象観測は、現在、町内 4 箇所の気象観測所（北進、幌延

市街地、問寒別、上問寒）と北進蒸発散量観測タワーで行っている（Fig. 4.2.3-2）。ただし、3km 四方程度の研究所設置地区及びその周辺（北進）程度の規模であっても、降水量や蒸発散量の場所によるばらつきは存在すると考えられることから、より正確な降水量、蒸発散量の把握のためには複数点の観測所の設置が必要である。

iii) 水文学的手法による地下水涵養量の算定

Fig. 4.2.3-4 に、P-1, P-2, P-3 流域における 2003 年 8 月から 2004 年 7 月までの 1 年間の河川流量観測及び気象観測の結果を示す。これらの結果を用いて、研究所設置地区周辺流域のそれぞれにおける地下水涵養量を試算した^{72),74)}。

(a) 降水量

北進気象観測所における 2003 年 8 月～2004 年 7 月の降水量の観測結果を Fig. 4.2.3-5 に示す。積雪相当水量は、通常用いられている雨量計による観測では雪の捕捉率が低く過小評価となること、また、観測地点は風速が強い牧草地にあり、雨（雪）量計の捕捉率が特に低いものと考えられたことから、非積雪期は雨量計による降水量を、積雪期は積雪重量から換算した降水量を採用した。この結果、2003 年 8 月～2004 年 7 月の一年間の降水量の合計は約 1,620mm、また、2004 年 12 月～2005 年 11 月の一年間の降水量の合計は約 1,375mm と推定された。

(b) 蒸発散量

2003 年 8 月～2004 年 7 月における P-1～P-3 流域での蒸発散量については、牧草地を対象とした北進気象観測所での観測結果を用い、非積雪期にはペンマン法を、積雪期にはバルク法を用いて蒸発散量を求めた。この結果、当該 1 年間の蒸発散量の合計は約 420mm と算定された。また、観測地点変更後の 2004 年 12 月～2005 年 11 月における P-3～P-5 流域での蒸発散量については、森林地では北進蒸発散量観測タワーでの測定値を用いてボーエン比熱収支法を用いて算出し、牧草地では非積雪期にペンマン法を、積雪期にバルク法を用いて蒸発散量を算出した。その結果当該 1 年間の蒸発散量の合計は約 260mm となった。

(c) 河川流出高

河川流出高とは河川流量を流域面積で除した値で、降水量と直接対比できる河川流出の特性値である。2003 年 8 月～2004 年 7 月における流出高は P-1, P-2, P-3 流域で各々約 970mm, 1,220mm, 860mm となり、流域面積（P-1: 4.3km²、P-2: 19.7km²、P-3: 7.6km²、合計 31.7km²）を考慮した流出高の加重平均は約 1,100mm であった。また、2004 年 12 月～2005 年 11 月における流出高は P-3, P-4, P-5 流域で各々約 810mm, 800mm, 1,070mm となり、流域面積（P-3: 7.6km²、P-4: 2.3km²、P-5: 20.8km²、合計 30.7km²）を考慮した流出高の加重平均は約 990mm であった。

(d) 地下水涵養量

研究所設置地区周辺流域の月別降水量、河川流出高、蒸発散量を集計し、各流域別の年間地下水涵養量を算出した。Table 4.2.3-2 に流域別の地下水涵養量の算出結果を示す。2003 年 8 月～2004 年 7 月における地下水涵養量は P-1、P-2、P-3 の各流域で約 230mm、-20mm、340mm となり、P-1、P-3 流域は涵養域、P-2 流域は絶対値は小さいものの流出域となった。また、これら流域全体の地下水涵養量は約 100mm と試算された。

また、2004 年 12 月～2005 年 11 月における地下水涵養量は P-3、P-4、P-5 の各流域で約 280mm、100mm、70mm となり、P-3、P-4、P-5 流域については各流域とも涵養域となった。また、これら流域全体の地下水涵養量は約 120mm と試算された。

Table 4.2.3-2 より、蒸発散量は年間降水量の 17～26%程度、河川流出高は 53～78%程度であることがわかる。また、地下水涵養量は-1.1～21%と流域ごとに差がみられる。これは、植生や

地質などの流域特性を示しているのか現時点では不明であり、今後の重要な検討課題であるといえる。

iv) 地下水工学的的手法

2003年12月から約2年間の手動による地下水位観測の結果⁷³⁾、地下水位は全ての孔において冬季の積雪時に低下し、春先の雪解けとともに上昇することがわかった。このような年変動のほかに、降雨の影響と想定される短期的な水位変動も認められた。水位変動幅は場所により異なっており、大きい箇所では5m程度となっていることがわかった。Fig. 4.2.3-6は、積雪前の比較的地下水位の低い2004年12月2日及び雪解け後の地下水位の高い2005年5月2日における町道北進6号線沿いの地表面及び地下水位を二次元断面で示したものである。地形上の分水嶺(尾根)はH15-1-4付近に位置するが、地下水位は低く、実際の地下水位の分水嶺はH15-1-1付近であることがわかる。このように実際の分水嶺と地形上の分水嶺が異なる場合、水収支観測において流域面積等の補正が必要と想定される。

浅層の水理地質構造については、HGW-1孔において実施した原位置透水試験から、段丘堆積物中ないし段丘堆積物と健岩部の境界付近と想定される、深度12-13m及び18-19mに高透水性の層が存在することがわかった。また、地下水位の連続観測からこれらの高透水層が水理的に連続していることがわかった。

(2) ボーリング孔を利用した調査研究

i) ボーリング孔を利用した調査研究項目

ボーリング孔を利用した調査は、主にフローメータ検層、流体電気伝導度検層、水理(パッカー)試験、コアを利用した室内試験、長期モニタリングからなる。フローメータ検層、流体電気伝導度検層などの流体検層は、潜在的な水みちや物質移行経路とそれらの不均質性の評価に利用される。水理試験は全水頭・動水勾配分布や水理定数分布の把握、地下水流動の概念の提示に反映される。コアを利用した室内試験では主に健岩部の水理定数の把握を行う。また、長期モニタリングは全水頭・動水勾配分布の把握や、第2段階以降の地下施設建設に伴う全水頭・動水勾配分布の変化を把握することが目的である。

水理試験は地下水流動を規定する透水係数と全水頭を取得することができるため、最も重要といえる。しかし、水理試験を全ての箇所で行うことは時間的、経済的に困難であることや、試験区間より小さいスケールの透水係数を把握することが不可能であることから、孔長方向に連続的にデータが取得できるフローメータ検層などの流体検層を有効に活用し、水理試験と組み合わせることで効率的に必要なデータを取得することが重要である。

本調査研究では、ボーリング孔掘削直後に流体検層を実施し、それらの結果と岩芯観察結果に基づき、水理試験区間を選定した。選定に当たっては、代表的な箇所(各地層の平均の透水係数を得るため)や水みちなどの特異点の水理特性の把握、地下水の採水などを考慮した。試験区間長は水みちなどの特異点の水理特性の把握を目的とした場合には短い区間、各地層の平均的な透水性を把握することを目的とした場合には比較的長い区間を設定した(10m~150m程度)。水理試験実施区間以外の箇所の透水係数は、フローメータ検層などから算定することが好ましいが、ここで実施したフローメータ検層は孔壁の崩壊や掘削泥水の影響などを強く受けており、また、ほとんどのボーリング孔において被圧条件にあり、流体検層後の水位回復過程からボーリング孔全体の透水量係数を算定することが困難であったため、検層結果は水理試験区間の位置選定にのみ利用した。一方、HDB-11孔で実施した流体電気伝導度検層については、水みちの抽出及びそれらの透水量係数の算定を実施している⁷⁵⁾。フローメータ検層、流体電気伝導度検層、水理試験の各調査手法、長期モニタリングについては、4.7に概略を示す。

また、ボーリングコアを利用した室内透水試験は、主に健岩部の透水係数を把握すること及び原位置での単孔式水理試験を補完することを目的に実施した。そのほか、 $10^{-10} \sim 10^{-5} \text{ m s}^{-1}$ の極低流速を計測するための機器を用いて、HDB-10 孔において地下深部における岩盤中の地下水の流向・流速の測定を共同研究として実施している⁷⁶⁾。

Table 4.2.3-3 に、各ボーリング孔で実施した調査研究一覧を示す^{58),59),76)~85)}。

ii) 調査手法

幌延地域の地下の環境において特徴的なことは、堆積岩であり孔壁が崩壊しやすいこと、溶存ガスが含まれていること、そして塩水系地下水を有することである。調査は、これらの制約や特徴に応じた技術開発とともに進めた。したがって、調査の進捗に伴う不確実性低減のプロセスとは、単なるデータの蓄積だけでなく、調査技術及びその品質の向上を含むものである。

ボーリング孔壁の崩壊は、孔径拡大を引き起こすため、検層結果や水理試験結果の評価が難しくなるのみならず、水理試験や水圧・水質モニタリングではパッカーの設置位置が限定され、最悪の場合、調査が不可能となる。そのため、ボーリング掘削では孔壁の崩壊を低減するために、ほとんどの箇所では泥水を掘削水として利用している。しかし、各種の検層や水理試験を実施する際に試験区間を清水で置換しても、孔壁に付着した泥水が完全には洗浄されず残されていると想定される。残された泥水はフローメータ検層や温度検層などのデータを乱す要因となる。

泥水を利用した場合、注水あるいは加圧による水理試験は目詰まりの要因となることから、基本的には揚水、減圧を前提とした水理試験を実施している。しかし、溶存ガスの気泡化により試験結果の解釈が困難となり、最悪の場合はガスの湧出により試験の実施が不可能となる。

加圧による目詰まりと減圧による溶存ガスの遊離という矛盾を克服するために、揚水／減圧を前提とした複数の試験手法を組み合わせた一連のテストシーケンスを採用している。すなわち、初めに圧力低下の影響が小さい試験（例えばパルス試験）によって試験区間の概略の透水性を把握するとともに、圧力低下に伴う溶存ガスの遊離の有無を確認し、次の試験における水圧差を設定することで溶存ガスの遊離に伴う試験データの品質低下を極力抑えた⁸⁶⁾。

水理試験区間の選定に当たっては、流体検層のうちフローメータ検層で得られる孔内流速よりも、副次的に得られる電気伝導度（電磁式フローメータ検層を主として採用した）の方が地下水流入箇所の判断に有益であった。流体電気伝導度検層もまた、有益であった。これは、地下水が塩水系で電気伝導度が高く、一方、清水で置換された孔内水は電気伝導度が低く、そのコントラストが大きかったためである。

iii) 調査位置の選定

2001 年度に実施した HDB-1, 2 孔（既存情報と位置づけている）においては掘削中に大きな逸水や湧水が確認されておらず、フローメータ検層結果からも明確な地下水の流入出口が認められなかったことや、研究所設置地区の選定に反映するための平均的な透水性を把握することを目的としたことから、対象とする地層を代表すると考えられる箇所として、健岩部だけでなく割れ目も含む箇所を水理試験区間として選定していた。2002 年度に実施した HDB-4 孔では、掘削中に大量の逸水が確認された（深度 218.45～236.53m）ことから、当深度を試験区間として選定した。なお、HDB-4 孔の深度 380m 以深には、大曲断層のダメージゾーンが認められる。2002 年度に実施した HDB-3～5 孔のその他の深度においては、温度検層及びフローメータ検層時の温度・孔内水比抵抗から変化が認められる箇所等を選定した。なお、2002 年度までのフローメータ検層は、清水置換後も泥水の残留の影響により異常値の判断が困難であった。2003 年度に実施した HDB-6～8 孔においては、透水係数のばらつきの把握や地下水採水を主な目的とし、フローメータ検層などの異常値が確認された箇所を中心に試験区間を選定した。HDB-1～8 孔の水理試験結果や地質調査の結果から、割れ目帯（小断層帯）と透水係数の関係が明らかになってきたことか

ら、2004 年度以降に実施した HDB-9～11 孔では、割れ目帯と想定される箇所や割れ目帯を含まない箇所の地下水流動特性を把握する目的で試験区間を選定した。

長期水圧モニタリングシステムは、HDB-1, 2, 3, 6, 7, 8, 9, 10 孔に設置した。HDB-4 孔は水質の長期モニタリングのため、HDB-5 孔は他の調査に利用することを想定し設置しなかった。

iv) 調査研究の結果

(a) 透水係数

水理試験で得られた透水係数を孔口からの深度に対してプロットした結果を Fig. 4.2.3-7 に示す（深度は試験区間の中間とした）。水理試験は全区間を対象にしているわけではなく、また試験位置は上述のように戦略的に選定されているため、単純な統計で示すことは適当ではないが、透水係数は勇知層、声間層では比較的ばらつきが小さいのに対し、稚内層では $10^{-11} \sim 10^{-5} \text{ m s}^{-1}$ オーダーと大きな幅があることがわかる。同図には各地層の透水係数の対数の、深度に対する比例関係を仮定したときの最小二乗近似線も示した。声間層ではやや相関が低いものの、全ての地層で深度と透水係数の負の相関（深度依存性）が認められた。特に、稚内層の透水係数の深度に対する変化率は、勇知層、声間層のそれらに比べてかなり大きいことがわかった。さらに、同一深度では稚内層より声間層、声間層より勇知層と、上位の層準の方が透水係数は小さい結果となった。

一方、室内透水試験から得られた透水係数については、間隙率に対してプロットした（Fig. 4.2.3-8）。稚内層、声間層にかかわらず、室内試験で得られた透水係数は間隙率と良い相関があることがわかる。

以下に、幌延地域の岩盤の水理特性の理解において特に重要と想定される項目を示す（付録 5 参照）。

- ・ 透水係数は、稚内層浅部で高い傾向がある。ただし、稚内層の浅部と深部で岩相や割れ目の発達状況に大きな差異は認められない。
- ・ 水理試験で得られた透水係数と室内透水試験で得られた透水係数を比較すると、勇知層ではほぼ同じ値を示し、稚内層では水理試験で得られた透水係数の方がかなり大きい傾向が認められる。声間層はその中間である。
- ・ HDB-4 孔の深度 280～290m 付近において、透水係数が非常に高い箇所があり、フローメータ検層（流速及び電気伝導度）や温度検層でも明確なアノーマリが確認される。一方、深度 218～236m 付近にも透水係数が非常に高い箇所があるが、フローメータ検層では明確なアノーマリは認められない。これら 2 つの高透水ゾーンの全水頭の差は十数 m と大きく、これらは連続していないことが想定される。
- ・ HDB-6 孔の深度 295～305m 付近、深度 392m 付近に透水係数の高い箇所が存在する。これらはフローメータ検層や流体電気伝導度検層でも明確に確認される。
- ・ HDB-8 孔の深度 176m、深度 206m 付近に透水係数の高い箇所が存在する。全水頭が同等であることからこれらは連続している可能性がある。
- ・ HDB-9 孔の深度 245m 付近に透水係数の高い箇所が存在する。これはフローメータ検層でも確認される。
- ・ 上記の高透水の箇所には、層理面に高角な小断層が卓越する。
- ・ HDB-11 孔の深度 700m 付近で急激に透水性が低下する。ただし、この深度の上位と下位で、岩相や割れ目の発達状況に大きな差異は認められない。

(b) 全水頭・動水勾配

Fig.4.2.3-9 に、水理試験により得られた全水頭と、ボーリング孔の孔口標高の関係を示した。このグラフから、地層中の全水頭分布は標高すなわち地形との相関があり、ほとんどのボーリン

グ孔で孔口の標高よりわずかに高い（被圧した）傾向があることがわかる。これは、全水頭分布が基本的に地形の勾配に支配されているが、ボーリング孔の多くが相対的に標高の低い場所に配置されている（掘削時のアクセスや用地の確保などの制限による）ことが一因と想定される。一方、HDB-2 孔は他のボーリング孔に比して全水頭が大きく、深度 700m 付近で EL+180m（GL+140m）程度にも達する。また、HDB-11 孔の深度 700m 付近以深の低透水性領域においても全水頭が高いことがわかった。これらの事実は、深部に高い全水頭が保持されていることを示唆するものである。

Fig.4.2.3-10 に実測の全水頭を内外挿した三次元的分布を示す。この図から、動水勾配は大局的に東側から西側に向かっており、特に HDB-5 孔から HDB-4 孔あるいは HDB-8 孔に向かう動水勾配が高いことがわかる。

(c) 透水性と小断層帯の関係

透水係数のばらつきの大きい稚内層について、HDB-1～8 孔の透水係数と割れ目帯（現在、小断層帯と改めている）との関係を調べた⁸⁷⁾。その結果、割れ目帯を含む試験区間での透水係数のばらつきや深度依存性が、稚内層全体の水理特性に大きな影響を及ぼしていることがわかった。

一方、声間層については HDB-1～8 孔の結果からは割れ目帯の有無による透水係数の優位な差は認められていなかったが、HDB-10 孔の浅い箇所では割れ目の卓越する区間で高い透水係数を示しており、声間層についても割れ目と透水係数の関係が無視できないことがわかってきた。

勇知層については割れ目帯が存在しないが、この地層の透水係数のばらつきが小さいことや室内透水試験で取得された透水係数と大きな違いがないことから、割れ目と透水係数の関係は大きくないものと想定される。

(d) ボーリング調査の品質

総合柱状図は、割れ目や各種の検層から得られるデータのアノマリ、透水係数分布、全水頭分布などをひと目で比較するために有益である。また、それぞれの検層や試験の結果から得られるアノマリの深度の比較や、水理試験で得られる水圧と長期モニタリングで得られる水圧の比較、検層から推定される透水係数と水理試験から得られる透水係数の比較などを行うことで、それぞれの検層や試験の品質保証にもなりうる。

Fig. 4.2.3-11, 12 に、例として HDB-6 孔及び HDB-11 孔のフローメータ検層、電気伝導度検層、水理試験、室内透水試験及び水圧の長期モニタリングの結果の総合柱状図をコア記載の割れ目密度、温度検層結果とともに示した。HDB-6 孔の深度 300m 程度及び深度 400m 程度のところに、透水係数が 10^{-6}m s^{-1} オーダーと高い箇所が認められる。また、HDB-11 孔においては深度 550m～700m 付近に相対的に透水性が高い箇所が確認できる。これらの高透水の箇所のうち、HDB-6 孔の深度 400m 付近ではフローメータ検層の流速の変化点が認められるが、その他の箇所ではフローメータ検層あるいは温度検層などのアノマリは明瞭ではなく、電気伝導度プロファイルのアノマリによる検出が適していると考えられる。これは、孔外が電気伝導度の高い塩水系地下水であり、電気伝導度の低い孔内水とのコントラストが明確であったためであると想定される。

また、割れ目密度が高い箇所が必ずしも高透水性の箇所ではないことがわかる（ただし、(c)に示したように小断層帯と透水係数には相関があると想定されている）。

室内透水試験で取得した透水係数と原位置の単孔式水理試験で取得した透水係数は HDB-6, 11 孔とも大きく異なる。この傾向は他のボーリング孔でも認められるが、HDB-7 孔では比較的同程度の値を示した。HDB-7 孔は勇知層を対象としており、勇知層は比較的均質であることが要因と想定される。一方、声間層や稚内層の透水係数が室内試験と原位置試験で異なる要因は、室内試験では健岩部の透水係数を計測しているのに対し、原位置での水理試験規模では割れ目などを複

数含んだ岩盤の透水係数を計測しているためと想定される。このことはすなわち、声間層や稚内層が水理地質的に亀裂性岩盤であることを示唆している。

また、水理試験時に取得した全水頭と長期モニタリングにより取得した全水頭は全ての孔でほぼ同じ値を示した。これは、水理試験や長期モニタリングで取得した全水頭の値が妥当であることを示している。

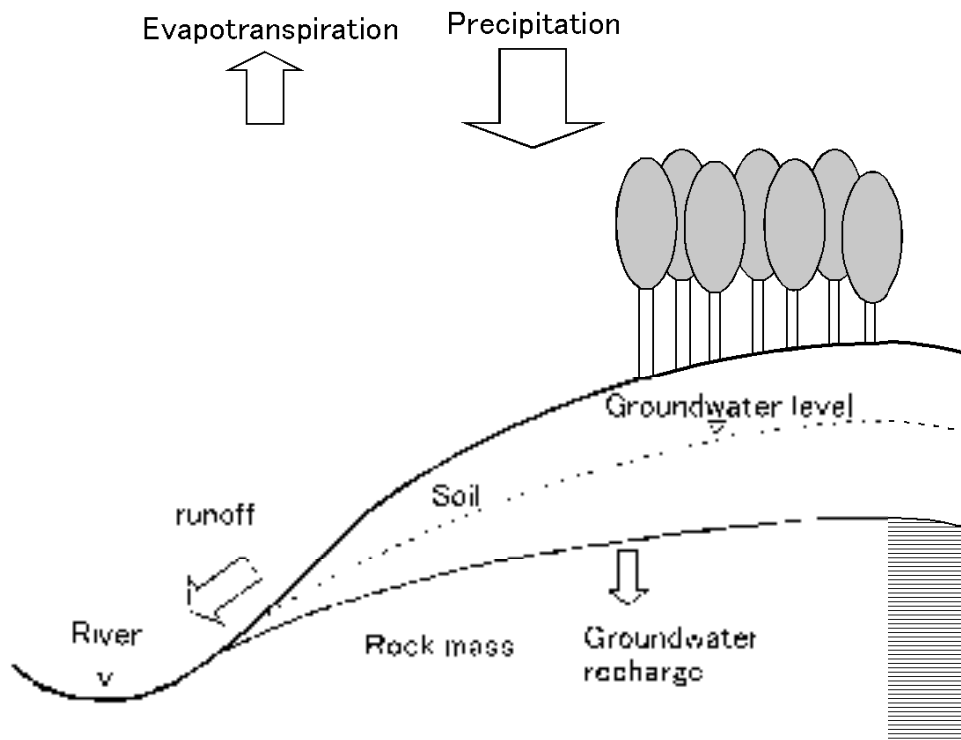


Fig. 4.2.3-1 Schema in the water balance method

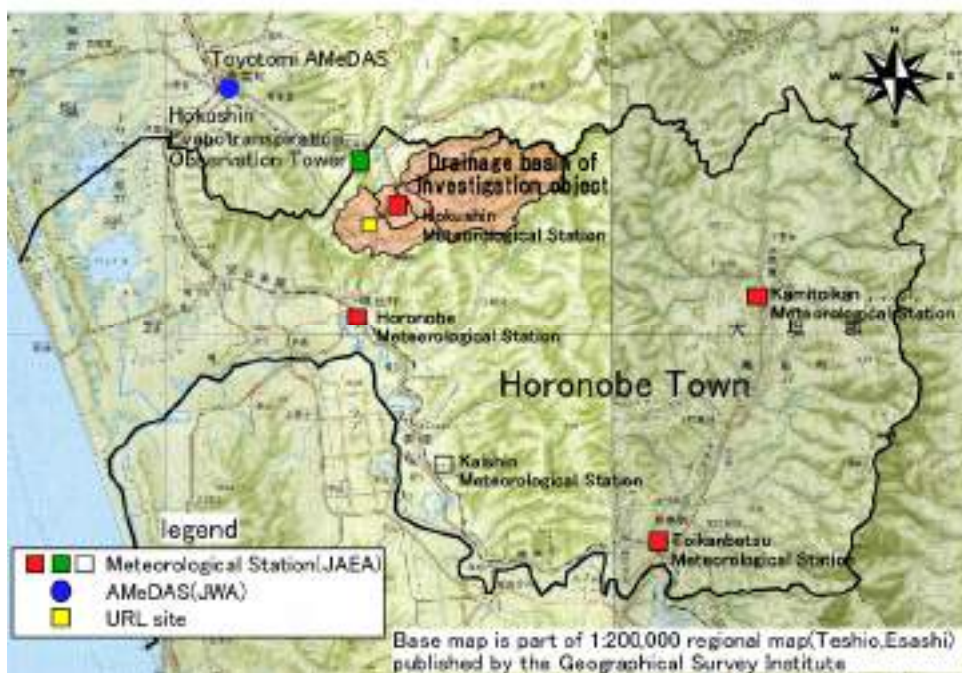


Fig. 4.2.3-2 Drainage basin of investigation object (Horonobe area)

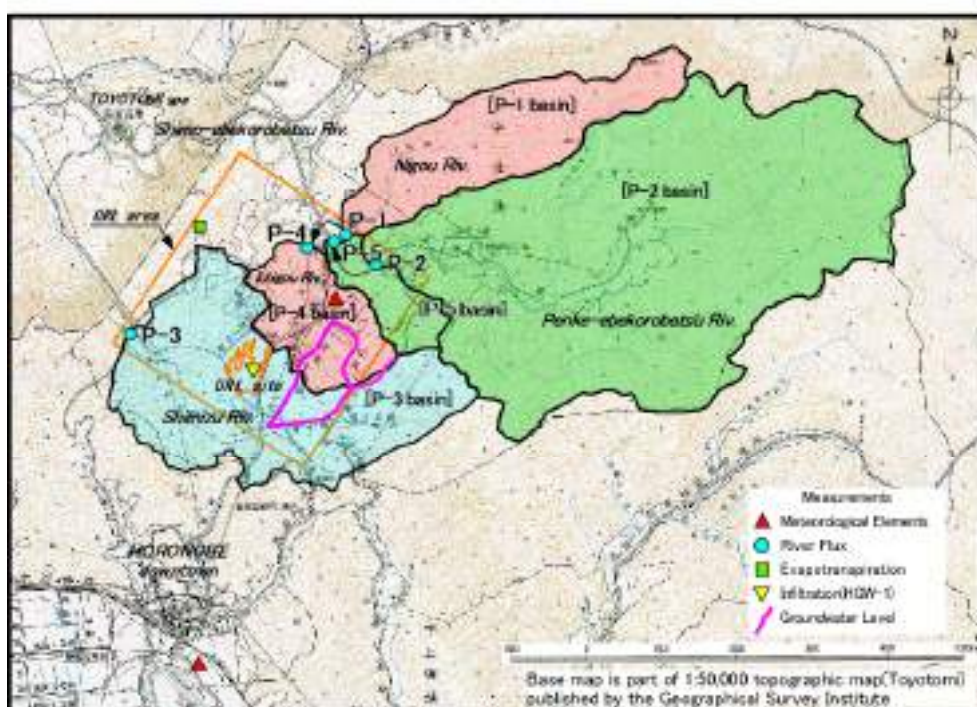


Fig. 4.2.3-3 Observational points and basins in and around the Hokushin area

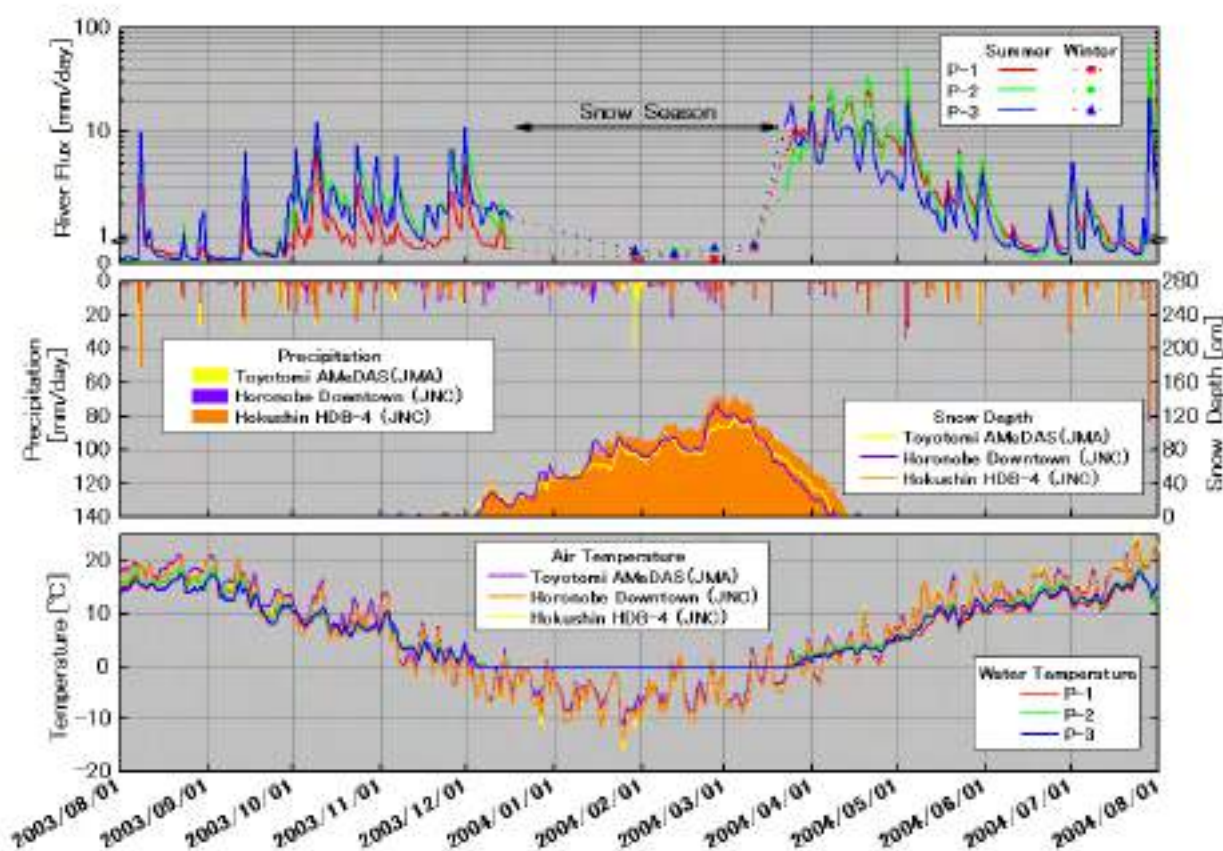


Fig. 4.2.3-4 River Flux & Meteorological observation results

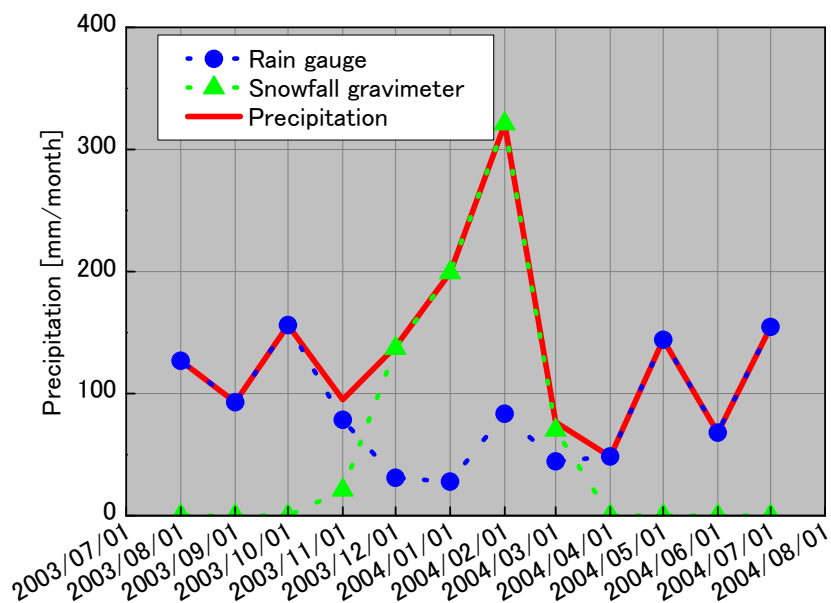


Fig. 4.2.3-5 Precipitation observation results

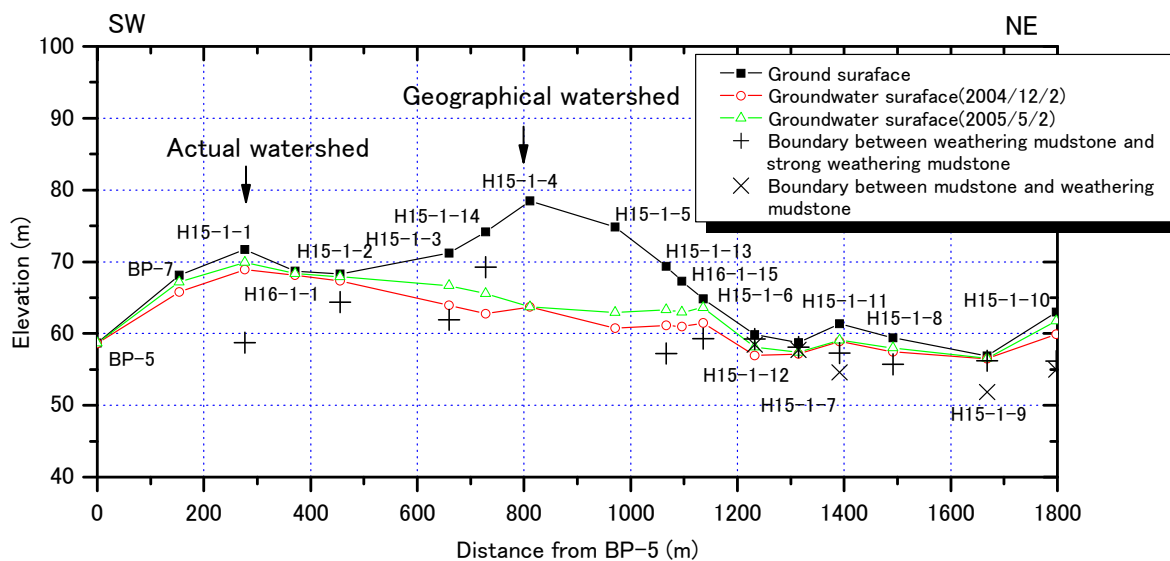


Fig. 4.2.3-6 Groundwater level distribution of the town road Hokushin 6 Line parallel

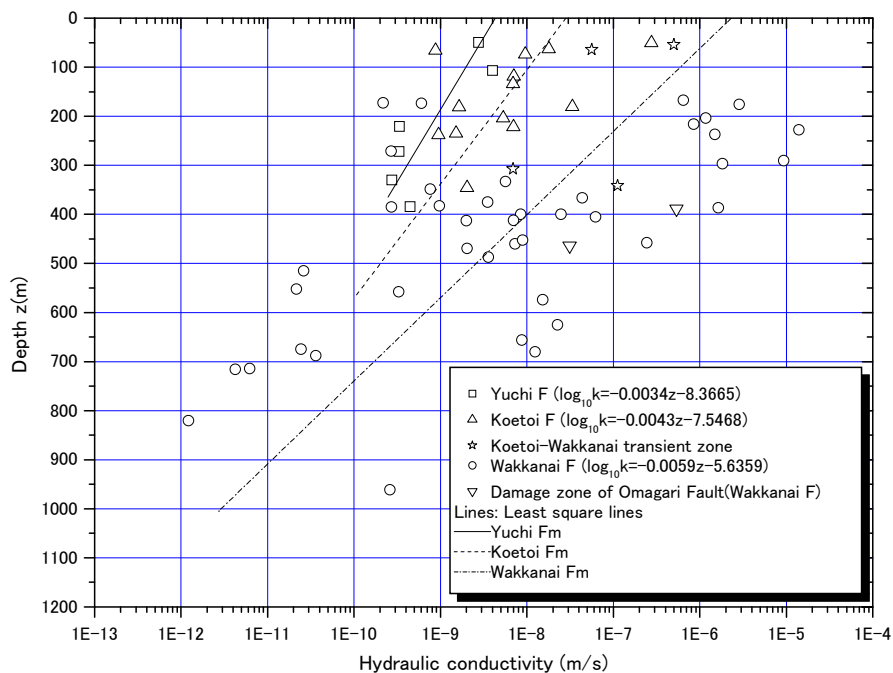


Fig. 4.2.3-7 Hydraulic conductivity profile (in situ)

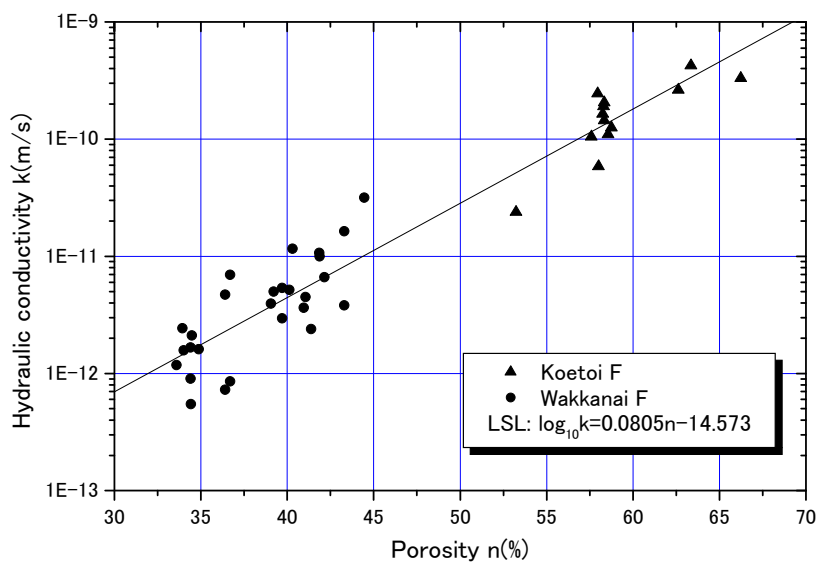


Fig. 4.2.3-8 Hydraulic conductivity and porosity (laboratory)

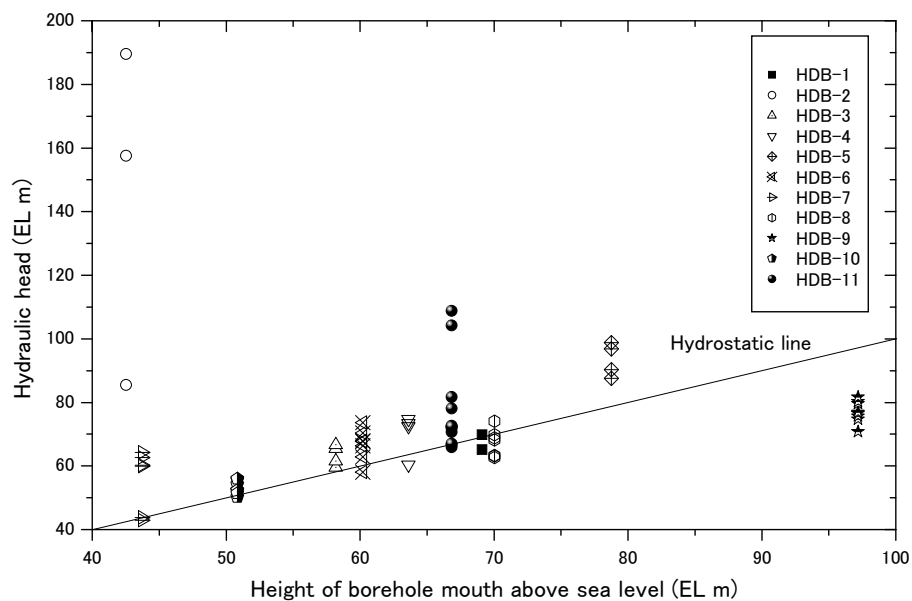


Fig. 4.2.3-9 Relationship between hydraulic head and height of borehole mouth

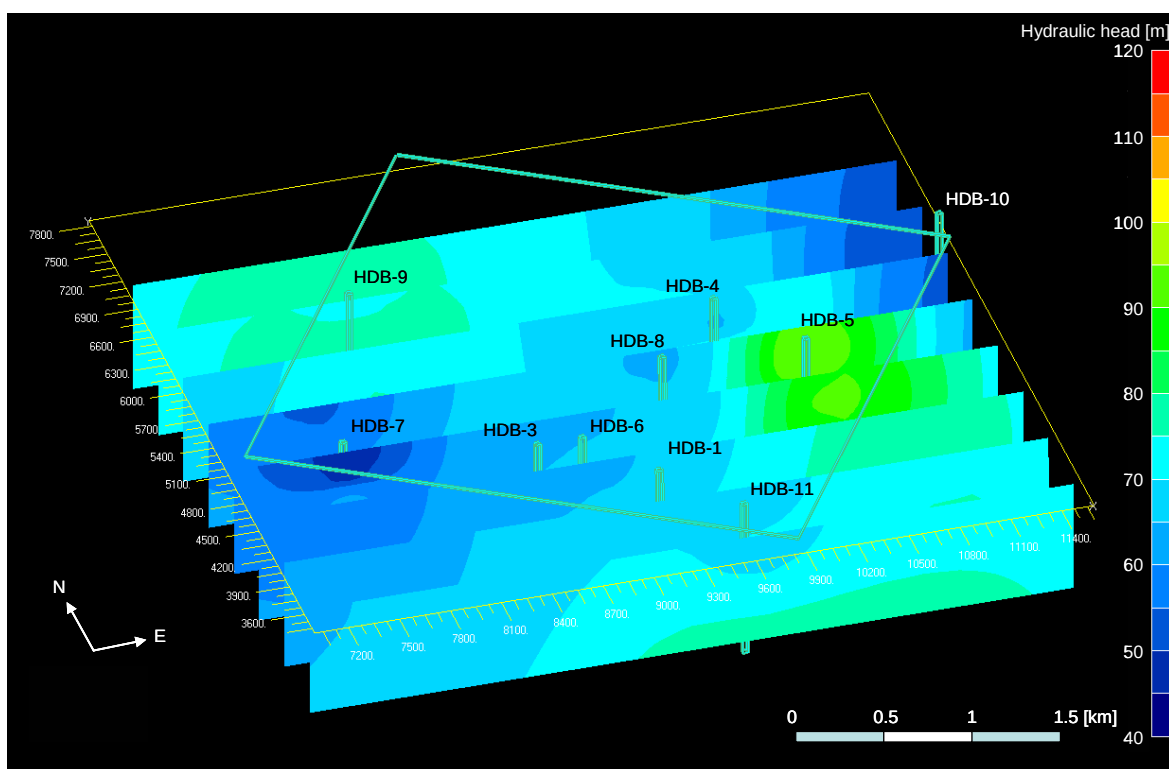


Fig. 4.2.3-10 Distribution of hydraulic head estimated by inter-/extrapolation

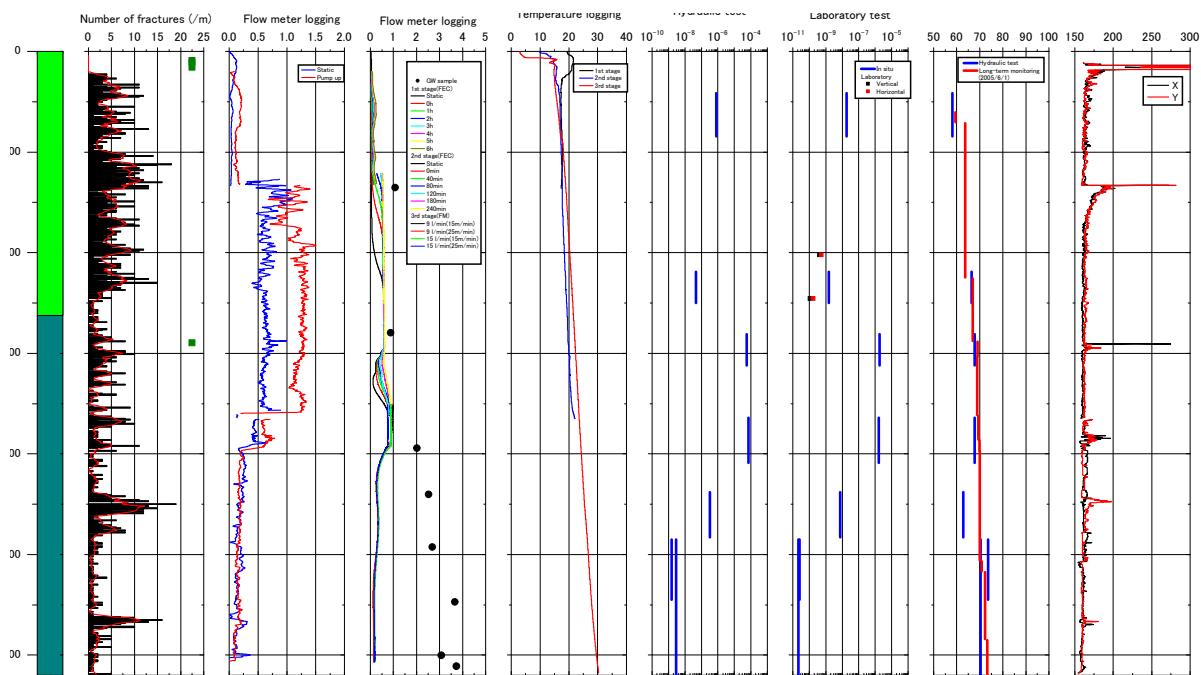


Fig. 4.2.3-11 Composite logs (HDB-6)

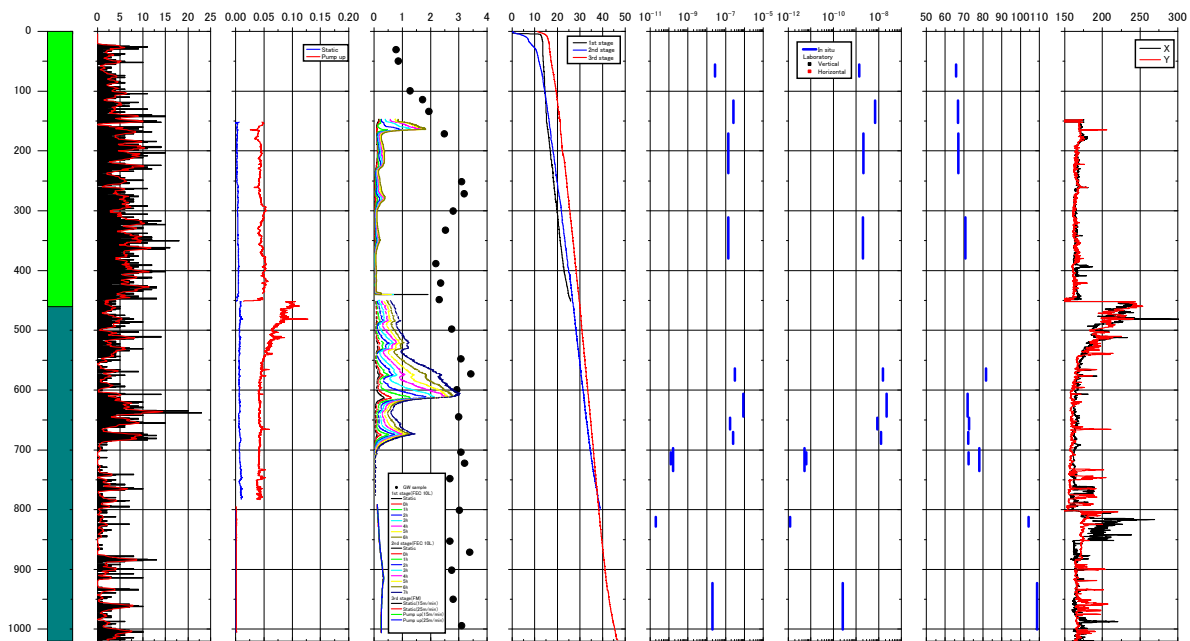


Fig. 4.2.3-12 Composite logs (HDB-11)

Table 4.2.3-1 Observation item of Surface Hydrological Investigation

Observation purpose	Observational device	Specification	Observation item	Observation point	Reference
Groundwater engineering					
Permeability		In situ permeability test	permeability	HGW-1	Ikeda et al ⁽⁷¹⁾
		Laboratory permeability test	permeability	8 samples	
Groundwater level	Pressure gauge Manual operation		Groundwater level	HGW-1	Ikeda et al ⁽⁷¹⁾ Seno et al ⁽⁷³⁾ Tomura et al ⁽⁷⁴⁾
Groundwater recharge rate	Soil Moisture Sensor	ADR sensor	Volumetric moisture content	HGW-1	Ikeda et al ⁽⁷¹⁾ Tomura et al ⁽⁷⁴⁾
		Laboratory Test	Permeability	12 samples	Ikeda et al ⁽⁷¹⁾
Water balance method					
Precipitation	Rain gauge	tipping-bucket rain gauge (with heater)	Precipitation (All the year round)	Hokushin	Nakabayashi et al ⁽⁷⁰⁾ Seno et al ⁽⁷²⁾
		overflow-type rain & snow gauge	Precipitation (All the year round)	Hokushin	
		tipping-bucket rain gauge	Precipitation (Excluding the snow season)	Horonobe Toikanbetsu Kamitoikan	
	Snow depth meter	Laser type	Snow depth	Horonobe Toikanbetsu Kamitoikan	
	Snowfall gravimeter	Metalwefar type	Snowfall weight	Hokushin	
Evapotranspiration	Thermometer, Hygrometer	Electric thermometer, Electric hygrometer	Temperature, Relative humidity	Hokushin	Nakabayashi et al ⁽⁷⁰⁾ Seno et al ⁽⁷²⁾
	Atmospheric pressure meter	Electric atmospheric pressure meter	Atmospheric pressure	Hokushin	
	Snow surface thermometer	Radiation thermometer	Temperature of snow surface	Hokushin	
	Wind vane and anemometer	Pinwheel type wind vane and anemometer	Wind direction and velocity of the wind	Horonobe Toikanbetsu Kamitoikan	
	Anemometer	Three cup anemometer	Ground wind speed	Hokushin	
	Sunshine recorder		Duration of bright sunshine	Horonobe Toikanbetsu Kamitoikan	
	Actinometer		Global solar radiation	Hokushin	
	Net pyrradiometer		Amount of net radiation	Hokushin	
	Earth thermometer		Earth temperature	Hokushin	
River Flux	Pressure gauge		Water level	P-3, P-4, P-5	Nakabayashi et al ⁽⁷⁰⁾ Seno et al ⁽⁷²⁾
	current meter		River Flux	P-3, P-4, P-5	

Table 4.2.3-2 Groundwater recharge rate of the every drainage basin

Measurement period		2003/8~ 2004/7	2004/12~ 2005/11
Annual total precipitation		1621mm	1375mm
P-1 (4.405km ²)	Annual total evapotranspiration	419mm	-
	Ratio of evapotranspiration for precipitation	25.8%	-
	Annual total river runoff	965mm	-
	Ratio of river runoff for precipitation	59.5%	-
	Annual total groundwater recharge rate	237mm	-
	Ratio of groundwater recharge rate of evapotranspiration for precipitation	14.6%	-
P-2 (19.747km ²)	Annual total evapotranspiration	419mm	-
	Ratio of evapotranspiration for precipitation	25.8%	-
	Annual total river runoff	1220mm	-
	Ratio of river runoff for precipitation	75.2%	-
	Annual total groundwater recharge rate	-17mm	-
	Ratio of groundwater recharge rate of evapotranspiration for precipitation	-1.1%	-
P-3 (7.647km ²)	Annual total evapotranspiration	419mm	281mm
	Ratio of evapotranspiration for precipitation	25.8%	20.4%
	Annual total river runoff	860mm	811mm
	Ratio of river runoff for precipitation	53.1%	59.0%
	Annual total groundwater recharge rate	342mm	283mm
	Ratio of groundwater recharge rate of evapotranspiration for precipitation	21.1%	20.6%
P-4 (2.315km ²)	Annual total evapotranspiration	-	377mm
	Ratio of evapotranspiration for precipitation	-	27.4%
	Annual total river runoff	-	901mm
	Ratio of river runoff for precipitation	-	65.5%
	Annual total groundwater recharge rate	-	97mm
	Ratio of groundwater recharge rate of evapotranspiration for precipitation	-	7.0%
P-5 (20.798km ²)	Annual total evapotranspiration	-	241mm
	Ratio of evapotranspiration for precipitation	-	17.5%
	Annual total river runoff	-	1070mm
	Ratio of river runoff for precipitation	-	77.8%
	Annual total groundwater recharge rate	-	64mm
	Ratio of groundwater recharge rate of evapotranspiration for precipitation	-	4.7%
TOTAL	Annual total evapotranspiration	419mm	261.5mm
	Ratio of evapotranspiration for precipitation	25.8%	19.0%
	Annual total river runoff	1098mm	993mm
	Ratio of river runoff for precipitation	67.7%	72.2%
	Annual total groundwater recharge rate	104mm	120.5mm
	Ratio of groundwater recharge rate of evapotranspiration for precipitation	6.4%	8.8%

Table 4.2.3-3 Hydrogeological investigations using boreholes

Borehole	Fluid logging	FEC logging	Number of in situ hydraulic test	Number of laboratory hydraulic test	Long-term monitoring (number of pressure sensors/ports)	Other tests	Reference
HDB-1	GL-55.0-136.0m GL-55.0-206.0m GL-191.2-415.2m GL-400.0-630.0m	-	2	4	MP 4/15		Yamamoto et al. ⁵⁸⁾ Yabuuchi et al. ⁷⁷⁾
HDB-2	GL-49.2-403.5m GL-399.2-700.0m	-	3	4	SPMP 7/7		Yamamoto et al. ⁵⁹⁾ Yabuuchi et al. ⁷⁷⁾
HDB-3	GL-50.0-307.0m GL-250.0-512.0m	-	4	13 ^{*1}	MP 6/13		Yamamoto et al. ⁷⁸⁾ Yabuuchi et al. ⁷⁷⁾
HDB-4	GL-50.0-310.0m GL-250.0-512.0m	-	4	14 ^{*1} Fractured sample ^{*2} :9 Intact sample ^{*2} :9	MP -/13		Yamamoto et al. ⁷⁹⁾ Shimo et al. ⁸⁰⁾
HDB-5	GL-40.0-271.2m (static) GL-200.0-512.0m	-	4	13 ^{*1}	-		Yamamoto et al. ⁸¹⁾
HDB-6	GL-50.0-307.0m GL-120.0-360.0m GL-350.0-606.0m	GL-20.0-133.0m GL-132.9-360m	7	4 ^{*1} Fractured sample ^{*2} :2 Intact sample ^{*2} :4	MP 11/11		Yamamoto et al. ⁸²⁾ Yabuuchi et al. ⁷⁷⁾ Shimo and Kumamoto ⁸³⁾
HDB-7	GL-301.2-501.0m	-	6	4 ^{*1} Intact sample ^{*2} :4	MP 9/9		Yamamoto et al. ⁸⁴⁾ Yabuuchi et al. ⁷⁷⁾ Shimo and Kumamoto ⁸³⁾
HDB-8	GL-20.0-111.2m GL-100.0-302.0m GL-280.0-463.m	-	7	-	MP 9/9		Yamamoto et al. ⁸⁵⁾ Yabuuchi et al. ⁷⁷⁾
HDB-9	GL-25.5-125.0m GL-124.2-257.5m GL-256.2-520.0m	-	8	-	MP 9/11		
HDB-10	GL-24.67-136.0m GL-135.08-298.0m GL-297.1-500.0m	-	9	-	Piezo 11/11	Measurement of groundwater velocity and direction	Matsui et al. ⁷⁶⁾
HDB-11	GL-151.95-440.0m GL-451.6-784.0m GL-801.0-1005.0m	GL-153.0-453.0m GL-453.0-803.0m	12	12	Before installation		

*1 Under reporting

*2 Hair crack

4.2.4 水理地質構造モデルの構築及び地下水流動解析

(1) 水理地質構造モデルの構築・更新の考え方

水理地質構造モデルの構築・地下水流動解析の目的は、上記の調査研究を統合・解釈して研究所設置地区及びその周辺の地下水流動特性を把握し、地下施設建設に伴う地下水流動系の変化を予測すること、及び第 2 段階以降における効率的・体系的な調査の進め方を提示することである。さらに、調査研究の進展に伴うモデルの更新とその不確実性低減の具体例を提示することは、安全評価技術の適用性の検討において重要である。

瑞浪超深地層研究所計画においては、“繰り返しアプローチ”として、調査とモデル化・解析のループを構築してモデルの不確実性低減のプロセスを提示している⁸⁷⁾。また、スウェーデンでは Simpevarp 及び Forsmark の両処分候補地において、ある時点で調査結果のデータベースを“フリーズ”して、フリーズしたデータベースに基づいてモデルを構築し、モデルのヴァージョンを更新するというプロセスに基づいて調査・モデル化を進めている^{88),89)}。一方、幌延深地層研究計画においては、ほぼ一年ごとにできる限り最新のデータに基づいてモデル化・解析を進めてきた^{51),66),90)~93)}。Table 4.2.4-1 に、研究所設置地区選定時から第 1 段階終了までの、調査の進捗に伴う主な水理地質構造モデルの変遷を示す。ここで示すモデルは、平成 17 年度までの調査に基づいた第 1 段階の最終的なモデル化・解析^{51),93)}の結果である。現在の地下水流動に着目したモデル構築・地下水流動解析については本項に、地下施設建設に伴う地下水流動系の変化の予測のための解析は 4.6.3 に記述する。

なお、4.2.2 に示したモデル以前の研究所設置地区及び研究所設置場所を選定する際に、幌延町全域を含む 50km 四方程度の広域な領域を対象とした感度解析を実施し、研究所設置地区候補の 4 区域の全水頭や地下水移行経路について検討している^{67),68)}。この結果は研究所設置地区及び研究所設置場所の選定には考慮されていないが、本地域の地下水流動系の概略を推定する上では選定の段階で地下水流動の感度解析を実施するのは有益である。

その他、主に HDB-2 孔で認められているような異常高圧を対象として、水圧分布から透水係数分布を推定する手法の開発・適用の研究^{94),95)}や、水圧への力学的影響を考慮した解析的検討⁹⁵⁾が実施されている。さらに、戸井田ほか⁹⁶⁾、高瀬ほか⁹⁷⁾は、モデルの信頼性確保を目的とした研究の中で代替モデルを構築している。

幌延地域のような堆積岩地域では深層の地下水の水質や水圧は堆積時からの環境変化の影響を受け続けた結果形成されたものであり、地質環境の長期安定性に関する研究と連携してモデルを構築していくことが必要である。そのような背景から、現在、地下水流動などの地質環境に長期的に影響を及ぼすと想定される天然現象を整理し、解析を進めているところである⁹⁸⁾。また、堆積時に閉じ込められた塩水系地下水が長期的に降水と混合する過程を解析的に示し、地下水の水質分布の実測値と解析結果の整合性を検討する試みを行っている^{66),99)}。このような地下水流動と溶存成分の移流分散解析のアプローチは、水質分布の説明だけでなく、地下水流動解析の妥当性を確認するうえで重要である。

(2) 地下水流動解析の概要

4.2.2 に示した幌延町全域を対象とした調査段階の解析結果から、研究所設置地区を通る地下水の経路は、清水川またはペンケエベコロベツ川の上流から南または南西の天塩川に流出する経路が最も大きいと考えられることから、詳細な解析を実施する領域として、上流は清水川及びペンケエベコロベツ川上流、南側は天塩川までを新たに設定した。解析領域を Fig. 4.2.4-1 に示す。

第 2 次取りまとめでは、「わが国の岩盤の多くは亀裂性岩盤に分類され、新第三紀堆積岩の一部は亀裂性岩盤と多孔質岩盤の特性をあわせ持つ岩盤に分類されると考えられる」とされている

100)。ボーリング孔を利用した調査から、幌延地域の岩盤は、水理特性の観点からは、亀裂性岩盤ないし亀裂性岩盤と多孔質岩盤の特性をあわせ持つ岩盤ということがわかってきた。割れ目の分布特性、水理特性の把握は、亀裂性岩盤中の物質移動を考慮するうえで極めて重要であるが、地域特性が大きいため、調査・モデル化とも一般化された手法はない。本調査フェーズでは、稚内層中の小断層帯のモデル化手法の相違が水圧分布や地下水移行経路に及ぼす影響を調べるために、次に示す2種類のモデル化手法を用いた解析を適用した。

- ・ 均質連続体モデル
- ・ 等価不均質連続体モデル

均質連続体モデルは、20km 四方程度の解析領域を対象とする場合には小断層帯があっても均質とみなせると仮定したものであり、小断層帯を直接的に考慮しない一般的なモデル化と言える。均質連続体モデルの解析では、まず各水理地質区分の透水係数に対して(2)で示した実測値の平均的な値や文献などから推定した値を基本ケースとして、降雨強度、稚内層の透水係数、声間層の透水係数、大曲断層の透水係数の全水頭に対する感度解析を実施した。その後、感度解析結果と実測の水圧分布を比較して考察し、実測の水圧分布を表現できるよう、想定しうる範囲で透水係数などの入力条件を最適化する試みを行った⁹³⁾。

一方、下茂・山本⁵⁵⁾の提案した等価不均質連続体モデルは、ボーリング調査や露頭調査で得られた割れ目の空間分布に関する情報を連続体モデルの水理特性の空間分布に反映し、不均質かつ不連続な岩盤内の地下水流動を表現するモデル化手法である。ここでは小断層帯を直接的にモデル化することで、高透水性の小断層帯の分布が地下水流動に与える影響を検討するために本手法を導入した⁵¹⁾。

(3) 均質連続体モデルによる解析

i) 解析条件

均質連続体モデルでの地下水流動解析は、塩分の移流分散も考慮することを想定し、Eulerian-Lagrangian 法を導入した有限要素プログラム Dtransu-3D・EL¹⁰¹⁾を使用した。ただし、ここでは移流分散解析は実施していない。水理地質区分は、増幌層より下位、増幌層、稚内層、声間層、勇知層、更別層、大曲断層、幌延断層 (N1 断層)、表層・段丘堆積物とした。Fig. 4.2.4-2 に解析メッシュ及び境界条件を示す。

基本ケースにおける透水係数設定は、(2)で示した実測値の平均的な値や文献などから推定した値とした。すなわち、稚内層、声間層、勇知層の透水係数については、原位置水理試験結果の解釈により得られた深度依存性を考慮した最小二乗近似線を与えた。各水理地質区分の透水係数の深度依存の上限値は各地層の原位置水理試験結果の最大値とし、下限値は室内透水試験結果により求められた基質部の透水係数の対数平均値とした。また、大曲断層については試験データが2点と少ないが、これについても深度依存性を考慮した。大曲断層の深度依存の勾配は、稚内層と同一とし、全体的に稚内層より透水係数を1オーダー高く設定した。また、その他の水理地質区分については、測定データがないため、既往の検討結果⁶⁷⁾ならびに推定値を用いた。

感度解析では、降雨強度、稚内層の透水係数、声間層の透水係数、大曲断層の透水係数が各ボーリング孔の全水頭に与える影響を対象とした。降雨強度については基本ケースに対し単純に2倍ないし1/2倍とした。稚内層については、稚内層中の小断層帯の走向が東西に卓越しているという概念を考慮して透水係数に異方性を与えたケースを解析した。声間層については、透水係数を1オーダーずつ高く、あるいは低く設定したケースを解析した。大曲断層については、透水係数を高く与えたケースと、低透水性の断層核があることを想定して透水係数に異方性を与えたケースを設定した。

最適化解析では、感度解析結果と実測の水圧分布を比較して考察し、実測の水圧分布をより良く表現できるよう、想定しうる範囲で透水係数などの入力条件を最適化する逆解析的な試みを行った。逆解析は、本来であれば実測値と計算値の偏差などの指標を用いて定量的に実施するのが良いが、データの少ない箇所や重み付けなどの課題が残ることから、ここでは定性的な判断基準を用いて試行錯誤的に行った。

ii) 地下水流動解析結果

感度解析から、降雨強度は標高の高い箇所に対して影響が強いことや、大曲断層の透水係数が高い場合も異方性を持つ場合も断層の東西で全水頭分布の連続性が失われること、稚内層や声問層の透水係数が流域全体の全水頭分布に影響を与えることなどがわかった。

感度解析を踏まえた最適化解析では、感度解析結果を実測値と比較することで、基本となる透水係数設定と最適化するパラメータを選定した。その結果、稚内層に透水異方性を与え、その他の水理地質区分の透水係数は基本ケースと同じものとしたケースに対して、降雨強度を変化させる方法を採用することとした。

Fig. 4.2.4-3 に最適化解析の結果を実測値と比較した。降雨強度の低下とともに HDB-5, 9 孔の全水頭が低下している。降雨強度の低下により HDB-9 孔は実測値に近づいているが、一方で HDB-5 孔の深度 100m 程度の箇所では実測値から遠ざかっている。この二つの孔の全水頭分布を同時に表現することはできない原因としては、地下水流動を規制するような局所的な地質構造（例えば、小断層帯）が正確にモデルに反映されていないことや、地質構造に対して水理地質区分を設定していることの限界などが想定されるが、現状のモデルでは降雨強度 $0.3 \sim 0.7 \text{ mm day}^{-1}$ 程度が妥当な値であると考えることができよう。なお、他の孔では降雨強度による影響はほとんど認められないが、これは他の孔の標高が相対的に低いために降雨強度よりも河川水位に影響を受けているためと想定される。また、HDB-11 孔の深部の高い全水頭はいずれも表現できていない。

Fig. 4.2.4-4 に、降雨強度 0.5 mm day^{-1} のケースの HDB-6, 7 孔を通る鉛直断面（図中 A-A' 断面）での全水頭分布と、HDB-4, 6, 7, 8, 9, 10, 11 孔の標高 0m、-200m、-400m、-600m を通る地下水流線を示す。全水頭分布から、東側の山（清水川の上流）に高い全水頭が保持され、大局的に東から西に向かう動水勾配があり、局所的には地形勾配に支配された動水勾配が存在することがわかる。これは、既存情報を用いた調査段階の解析結果で推定された流動系の概念と同じであり、また、Fig.4.2.3-10 に示した実測値から推定される流動系とも矛盾しないものである。しかし、流線からは、過去のモデルに比べ、ペンケエベコロベツ川流系、清水川流系といった局所流動系がより深部まで影響を及ぼしている傾向が示された。

(4) 等価不均質連続体モデルによる解析

等価不均質連続体モデル⁵⁵⁾は、割れ目などの不均質かつ不連続な構造を有する岩盤をそれと等価な連続体モデルに置き換える手法であり、花崗岩などの割れ目が水みちとして支配的となるような岩盤に対して実績のある手法である^{53),102)}。ここでは、有限要素法による三次元飽和・不飽和浸透流解析コード EQUIV_FLO を用いて、稚内層及び声問層について本手法を適用した⁵¹⁾。

水理地質区分は、増幌層より下位、増幌層、稚内層、声問層、勇知層、更別層以浅、大曲断層、幌延断層（N1 断層）とした。解析メッシュは ii) の均質連続体モデルによる解析よりも細かく構築した。

稚内層及び声問層以外の透水係数設定については均質連続体モデルによる解析と同一とし、稚内層及び声問層については、HDB-1～8 孔で認められている小断層帯の一次元密度、走向・傾斜の分布に基づいて円盤と仮定した小断層帯を仮想的に発生させ、仮想透水試験により実際の水理

試験との対比を行うことで、小断層帯の透水量係数や長さ分布を推定した。小断層帯を統計的に処理しているため、確率論的に発生させる小断層帯分布の組み合わせとして 10 リアライゼーションの解析を行った。

解析結果から得られた地下水流動系は、定性的には ii) の均質連続体モデルによる解析と同じ結果が示され、小断層帯を直接的にモデル化するかどうかに関わらず、涵養域、流出域といった地下水流動系は解析により推定できることがわかった。

等価不均質連続体モデルによる解析は、小断層帯を確率論的に発生させることで、結果のばらつきを示すことができる場所が大きな長所であろう。現在の流れに対しては、流線や全水頭分布の幅がある程度推定された。これは処分事業を想定した場合の不確実性についての検討に役立つと考えられる。また、4.6.3 に示す地下施設への湧水量の予測については、想定される湧水量の幅を示すことは、地下施設の排水計画に反映するために有効である。

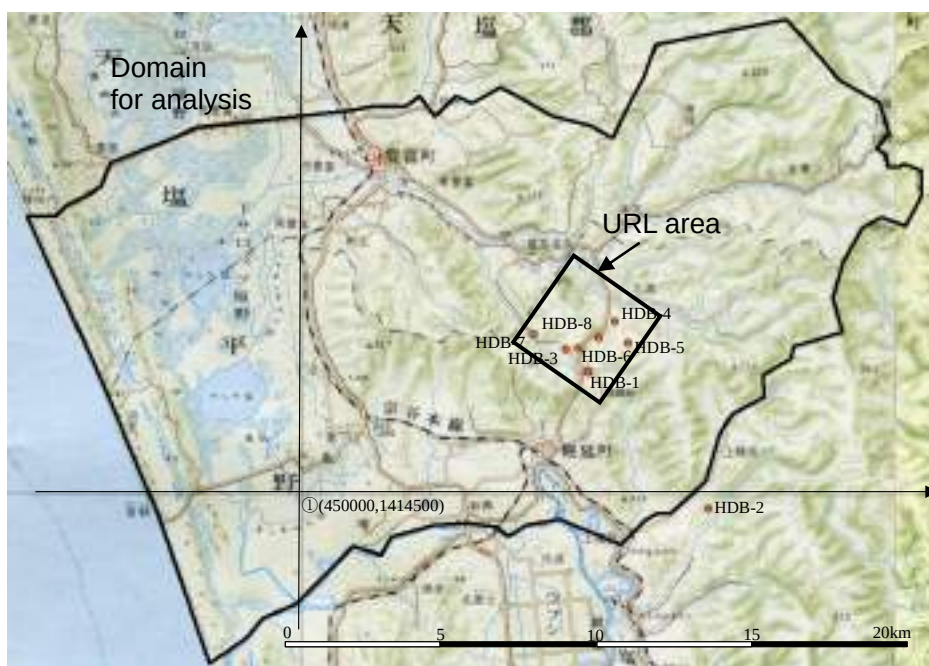
また、等価不均質連続体モデルを用いた解析においては、地質構造モデルにおいて示された小断層帯を水理地質構造モデルに反映したというモデル化プロセスを提示したことが重要な成果といえる。

(5) まとめ

研究所設置地区及びその周辺における調査研究段階において、ボーリング孔を利用した調査研究により、透水係数の分布や水圧の分布が明らかとなってきた。透水係数の分布については、深度依存性や小断層帯との相関が有意にあることがわかり、これらを考慮したモデルの構築・地下水流動解析により、大局的かつ局所的な地下水流動系が理解されてきた。また、地表からの調査研究により、研究所設置地区及びその周辺の涵養量を算定する手法の整理と適用性を確認し、段丘堆積物中ないし段丘堆積物と健岩部の境界付近と想定される箇所を高透水性の層が存在することが示された。一方で、透水係数の深度依存性の根拠や小断層帯の中より詳細な構造と透水性の関係、地下水流動解析でも説明できなかった HDB-11 孔などの水圧分布、地下水の地球化学特性や岩盤の力学特性との整合性については、調査、検討が十分とはいえず、第 2 段階以降における重要な課題である。また、涵養量についても観測の継続による信頼性の向上が必要である。

また、調査の進捗に伴う不確実性低減プロセスという観点から、水理地質構造モデルをほぼ一年ごとにできる限り最新のデータに基づいて構築してきた。モデル構築、解析においては、その妥当性や不確実性を検討するために、使用したデータや仮定の根拠（トレーサビリティ）を示すことが重要である。トレーサビリティを示すことは、処分事業においては知識管理（knowledge management）の基本となるものであることから非常に重要である。幌延町全域を対象とした調査研究段階の解析に対し、研究所設置地区およびその周辺における調査研究段階の解析では、地質構造の更新のほか、透水係数、水圧、水質（塩化物イオン）、涵養量の観点から実測値との整合性を確認した点において、その不確実性は定性的に低減されたといえる。しかし、処分事業においては不確実性を定量的に把握する必要がある、今後は幌延を事例とした定量的な不確実性の低減プロセスを示していくことが課題である。

解析側から調査への具体的な提案については、Table 4.2.4-1 や 4.8.2 に示した。しかし、調査側では解析結果からの提案だけでなく、時間的、経済的な制約の中で、調査技術開発の戦略や専門化との意見交換を含めた総合的な検討により調査を進めてきており、今後も同様の方針で調査を進める予定である。なお、4.6.3 に示した地下施設建設に伴う地下水流動場の変化の予測解析において、地下施設への湧水量が地下施設設計時に想定された量を上回っていたことから、第 2 段階において先行ボーリングを実施し、より詳細なデータを取得し、必要に応じてグラウトを実施することとなった。これは、解析から調査への反映の象徴的な事例といえよう。



(Base map is part of 1:200,000 Scale Regional Maps (Teshio, Esashi) published by the Geographical Survey Institute.)

Fig. 4.2.4-1 Domain for analysis

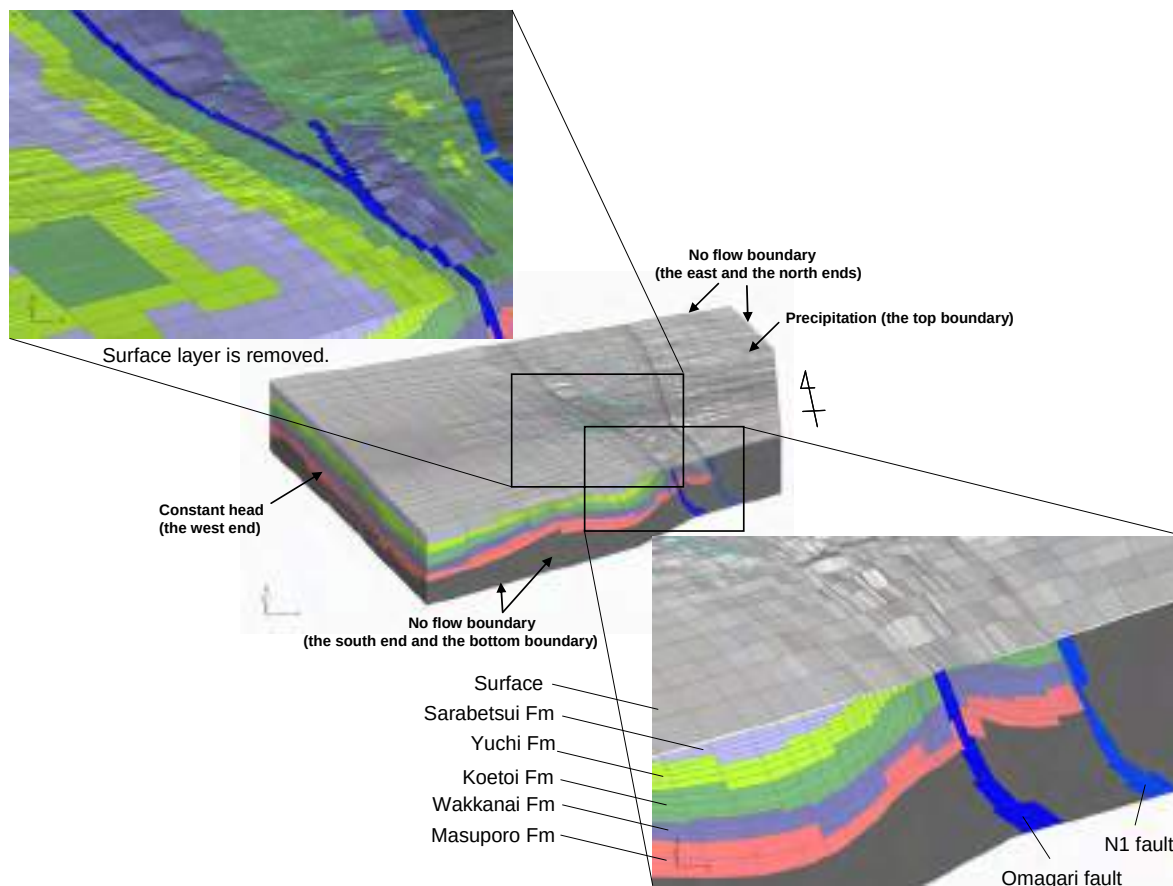


Fig. 4.2.4-2 Finite element mesh and the boundary conditions

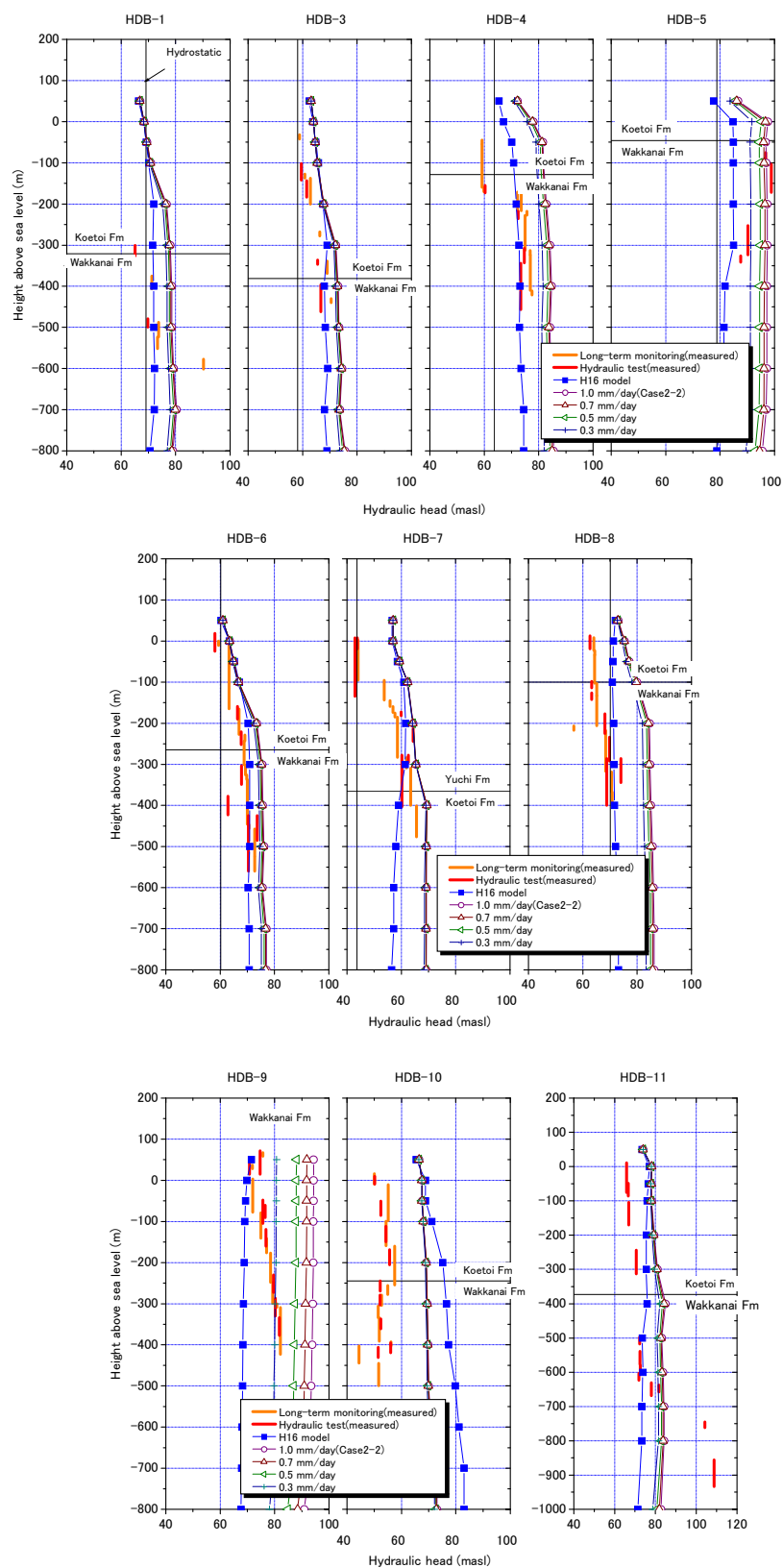


Fig. 4.2.4-3 Comparison between the simulation and measurement

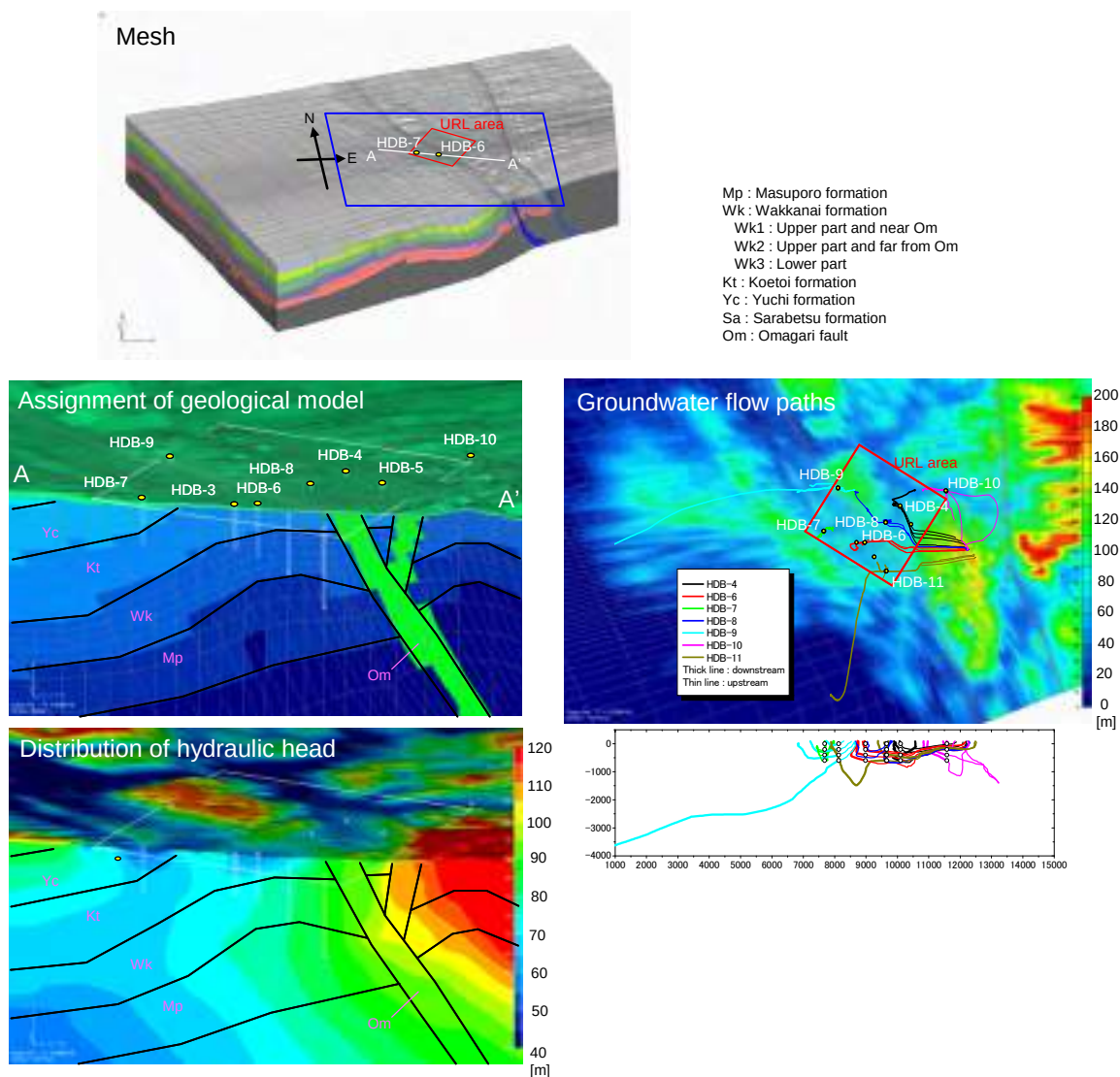


Fig. 4.2.4-4 Distribution of hydraulic head and groundwater flow paths through HDB-4, 6, 7, 8, 9, 10 and 11 obtained by the optimization analysis

Table 4.2.4-1 Hydrogeological model history with survey progress

Fiscal year	Main survey	Main knowledge, main criteria	Hydrogeological models and groundwater flow analyses	Scale	Requests from the groundwater flow analyses to the surveys
Before 2002	Literature including HDB-1, 2		Sensitivity analyses aiming at candidate areas ^{67),68)}	Including whole area of Horonobe-cho (about 50km x 50km)	Hydraulic conductivities of shallower layers and fault, groundwater table, groundwater age, infiltration rate, depth dependency of hydraulic conductivity, unisotropy of hydraulic conductivity and distribution of saline concentration were required.
		URL area was selected.	Sensitivity analyses aiming at the URL area ⁶⁹⁾	Including whole area of Horonobe-cho	Hydraulic conductivities of the Wakkanai formation and the Koetoi formation were sensitive on the migration time of groundwater flow. And infiltration rate and hydraulic conductivity of shallower layers (surface hydrogeology) were sensitive on the hydraulic head.
2002	- HDB-3, 4, 5	- Widely ranging permeability of - Depth dependency of permeability			
2003	- HDB-6, 7, 8 - AMT survey - Runoff (P-1,2,3) - Meteorological observatory - Gas measurement at surface	- Relationship between fracture zone and permeability in the Wakkanai formation - Location of the Omagari fault	Sensitivity analyses considering the wide range and depth dependency of permeability using the data of HDB-1 to 8 (The data of HDB-6 to 8 were prompt.) ⁹⁰⁾	Local scale (about 20km x 20km) Site scale (about 3km x 3km)	Consistency with groundwater chemistry, e.g. distribution of saline concentration, was required.
2004	- HDB-9, 10, 11 - Runoff (P-3,4,5) - Evapo-transpiration tower - Groundwater Table	- Infiltration rates at P-1,2,3 basins	Groundwater flow analysis considering the wide range and depth dependency of permeability, the relationship between fracture zone and permeability in the Wakkanai formation, the infiltration rates and the newly decided location of the Omagari fault using the data of HDB-1 to 8. ⁹²⁾	Local scale	
2005	- HDB-11(cont.) - Stripping - Continuing the hydrological measurements	- Minor fault developing zone was defined instead of fracture zone.	Groundwater flow analysis considering the wide range and depth dependency of permeability, the relationship between minor fault developing zone and permeability in the Wakkanai formation and the Koetoi formation, the infiltration rates and the newly decided location of the Omagari fault using the data of HDB-1 to 11. The effect of URL construction on the hydrogeological environment was also predicted. ⁵¹⁾ Sensitivity analyses considering the wide range and depth dependency of permeability and newly decided location of the Omagari fault using the data of HDB-1 to 8 (The fracture zone was implicitly considered.) ⁶⁶⁾ Optimizing analysis using the data of HDB-1 to 11 ⁶⁵⁾	Local scale (about 4km x 8km) Local scale	The distribution of minor fault developing zones, especially in the Wakkanai formation, strongly impact the amount of the groundwater flow into the underground facility. Therefore, the location and more detailed investigation according to the minor fault developing zone are necessary.
		The 1st phase ended. The 2nd phase started.		Local scale	Heterogeneity of permeability affects the distribution of hydraulic head and should be investigated in the following phases. More detailed investigations on surface hydrology is necessary to make the simulation realistic.
2006			Groundwater flow analysis aiming the influence of grouting on the amount of groundwater flow into the underground facility and groundwater pressure distribution around the URL	Local scale Site scale	

(Gray cells represent the models described in this report.)

4.3 地下水の地球化学に関する調査研究

第1段階の調査研究では、前述のとおり幌延町全域を対象とした調査、研究所設置地区とその周辺を対象とした調査の大きく二つの領域を調査対象とした。このうち、幌延町全域を対象とした調査では、主として研究所設置候補区域、及び研究所設置地区の選定に資するデータを取得すること、研究所設置地区周辺での調査計画立案のためのデータを取得することを目的に、文献調査、深層ボーリング調査（HDB-1, 2 孔）を実施した。

研究所設置地区及びその周辺における調査では、主に深層ボーリング調査（HDB-3～11 孔）により地球化学特性に関するデータを取得するとともに、降水・河川水などの表層水の地球化学特性データを取得した。これらの深層ボーリング調査のうち、HDB-3, 4, 5 孔における調査では、ボーリング孔を利用した調査技術（地下水採水・間隙水の抽出など）の適用性確認・改良及び研究所設置地区周辺における地下水の水質分布などの場の概念の構築を目的として、地球化学特性に関するデータを取得した。HDB-6～11 孔における調査では、HDB-3, 4, 5 孔のボーリング調査結果に基づく場の概念の更新などを目的としてデータ取得を行った。最終的には、これらの全てのデータを用いて、研究所設置地区周辺における地下水水質の三次元分布の推定、主要な水質形成機構の考察などを行った。また、これらの一連の調査・解析を通じて、幌延の堆積岩を事例とした地下水の地球化学特性調査手法の構築を行った。

4.3.1 調査研究の目標

地下水の地球化学に関する調査研究では、以下の4つの目標を設定した。

- 1) 地下水水質の三次元分布を把握すること
- 2) 主要な地下水水質形成機構を解明すること
- 3) 地下水の起源・滞留時間を推定すること
- 4) 地下水の地球化学特性調査手法を構築すること

これらの目標を果たすために以下の調査・解析を実施した。

4.3.2 幌延町全域を対象とした調査研究段階

(1) 既存情報を用いた調査

幌延町内を対象とした地下水の地球化学に関する既存情報は限られており、生活用水供給用の井戸水の化学分析結果¹⁰³⁾がほとんどであり、その他の情報としては、動力炉・核燃料開発事業団（現、原子力機構）が実施した深層ボーリング調査（D-1 孔）結果⁵⁶⁾を活用する程度であった。

生活用水供給用の井戸は最大でも深度が100m程度であり、研究対象とする堆積岩（声間層・稚内層）より浅部の地層（例えば、更別層）中の地下水を主に採取している。これらの地下水水質については、pH が7程度、ナトリウムと炭酸水素イオンに富み（ナトリウムイオン濃度：13～17mg L⁻¹、炭酸水素イオン濃度：50～70mg L⁻¹）、比較的溶存成分濃度が低い。それに対し、D-1 孔での調査結果では、地下深部（深度500～1,000m程度）で現在の海水と同程度の溶存成分濃度を示す海水系地下水の存在が確認されている。

(2) ボーリング孔を利用した調査

研究所設置地区選定段階で掘削した2本の深層ボーリング孔（HDB-1, 2 孔：付録2）を利用して、水理試験と組み合わせた地下水の採水を実施した。HDB-1, 2 孔では、ボーリング孔全体において岩盤の透水性が低かったために、相対的に透水係数が高い区間（10⁻¹⁰～10⁻⁹ m s⁻¹程度）から地下水の採水を行った（Table 4.3.2-1）。

i) ボーリング孔からの地下水採水・分析

ボーリング孔からの地下水採水にあたっては、ボーリング孔を掘削する際に使用する掘削水に添加したトレーサ物質の濃度を指標とし、掘削水の残留割合が 1%以下となることを目標として採水を継続した¹⁰⁴⁾。本調査で使用したトレーサ物質は岩石への収着特性、測定 of 難易度などを考慮して、蛍光染料の 1 つであるナフチオン酸ナトリウムを選定し、使用した。

既存情報を用いた調査結果から、地下浅部にはナトリウム-炭酸水素型の溶存成分濃度の低い地下水の分布が想定されたため、ボーリング孔掘削時には浅層地下水（堆積層中の地下水、ナトリウム-炭酸水素型）を使用し、掘削作業中に掘削水の水質に大きな変化がないことを確認するために、1 回/時間の頻度で水質分析（pH、電気伝導度、主要化学成分）を行うとともに、ナフチオン酸ナトリウム濃度の分析を実施した。本調査では、掘削水の在留割合の基準値（1%以下）とナフチオン酸ナトリウムの現場での定量下限値を基に、添加濃度を 10mg L^{-1} （許容変動幅： $\pm 1\text{mg L}^{-1}$ ）と設定した。揚水試験中には、揚水流量に応じて 1 回/時間～1 回/2 時間の頻度でナフチオン酸ナトリウムの濃度測定を行った。ナフチオン酸ナトリウム濃度の測定時には、物理化学パラメータ（pH、酸化還元電位、電気伝導度など）の測定も実施した。ナフチオン酸ナトリウム濃度が 0.1mg L^{-1} 以下となるまで、地下水を揚水することが望ましいが、実際の調査においては、時間と費用は限られることから調査の状況に応じて、主要化学成分、各種同位体（水素、ヘリウム、酸素、炭素、塩素）、溶存ガス、微生物分析用の試料を採取し、分析を行った。

ii) コアからの間隙水の抽出・分析

ボーリング掘削時に採取したコアを利用して圧縮抽水法¹⁰⁵⁾により間隙水を抽出した。間隙水については、抽出される試料量が数ミリリットルから数十ミリリットルと制限があるため、主要化学成分の一部及び水素・酸素同位体の分析を行った。4.7.3 で述べるように、HDB-1, 2 孔のコアから間隙水を抽出し、分析を行った結果、著しく高い硫酸イオン濃度が認められている。これはコア採取後、数週間経過後に抽出操作を行ったため、コア中の硫化物が酸化することが原因と考えられる。この酸化による化学変化を避けるために、コアを採取後ただちに写真撮影、地質観察を行い、その後コアの周囲をワックスで固化（Fig. 4.3.2-1）した状態で保管、輸送、実験室での抽出を行う手順を適用した。また、一部のコアについては、コアの整形作業、抽出作業を、不活性ガスを充填したグローブボックス内で行うこととし、コア採取から抽出までの時間を可能な限り短くすることも適用した。

iii) コアの化学分析・鉱物分析

後述の地球化学解析への入力条件として、コアを利用した岩石の化学組成（主成分元素、希土類元素）・鉱物組成を分析した。

HDB-1, 2 孔のボーリング調査結果から、声問層、稚内層中の地下水の水質は、地表からの深度 300m 以深では Na-Cl 型を示す溶存成分濃度の高い地下水が分布している^{58), 59)}。地下水の水素・酸素同位体（ δD , $\delta^{18}\text{O}$ ）測定結果から、これらの地下水の起源は海水である可能性が示唆された。

以上の結果から、研究所設置地区周辺における地下水の地球化学特性については、地下浅部にはナトリウム-炭酸水素型の溶存成分濃度の低い地下水が、地下深部にはナトリウム-塩化物型の溶存成分濃度の高い地下水が分布する場の概念を構築した。

Table 4.3.2-1 Summary of groundwater sampling in borehole

Borehole	Depth (GL-m)	Geology	Tracer (mg/L)	Total extracted volume(L)/ Packed-off section(L)	pH	EC (mS/m)	K (m/s)	Head (GL m)
HDB-1	548.00-568.18	Wakkanai	1.4 (14%)	1093/823	6.9	2560	3.29E-10	19.33
HDB-2	334.90-404.90	Wakkanai	0.9 (9%)	1738/1176	7.9	1490	3.50E-09	42.24
HDB-3	160.50-200.45	Koetoi	2.1 (21%)	4140/771	6.7	3490	2.84E-08	-1.38
HDB-4	218.45-236.53	Wakkanai	1.1 (11%)	13102/437	7.5	313	1.40E-05	-3.70
	281.45-299.53	Wakkanai	0.4 (4%)	11812/437	7.8	430	1.20E-05	8.81
	371.90-406.43	Wakkanai	0.6 (6%)	4200/753	7.0	1582	7.67E-07	11.13
	407.90-520.00	Wakkanai	0.7 (7%)	7800/2487	7.0	1681	1.83E-08	10.42
HDB-5	154.05-180.46	Wakkanai	0.2 (2%)	11761/578	8.5	40	3.94E-07	18.06
	182.05-250.46	Wakkanai	0.3 (3%)	17524/1507	8.3	85	8.22E-07	15.76
	331.22-402.23	Wakkanai	0.5 (5%)	6240/1565	7.0	1301	4.41E-08	11.48
HDB-6	280.95-312.00	Wakkanai	0.8 (8%)	17006/603	7.3	1199	1.16E-06	7.58
	363.95-409.00	Wakkanai	0.6 (6%)	55325/879	6.9	1966	1.64E-06	7.62
HDB-8	57.50-89.00	Koetoi	3.7 (37%)	1228/611	8.0	209	1.08E-08	-7.38
	168.01-184.06	Wakkanai	1.5 (15%)	39420/326	7.6	370	3.22E-06	-6.80
HDB-9	26.50-82.60	Koetoi	0.3 (3%)	4049	6.1	15.8	4.74E-07	-22.47
	216.90-257.50	Wakkanai	1.6 (16%)	19409	6.9	1239	1.71E-07	-21.64
HDB-10	41.33-59.88	Koetoi	2.6 (26%)	4813	8.0	209	1.01E-06	-1.22
	168.01-184.06	Wakkanai	0.8 (8%)	7445/465	6.8	2510	1.00E-07	4.65
HDB-11	606.00-644.15	Wakkanai	0.9 (9%)	17586/400	6.2	3796	8.78E-09	-5.36



Fig. 4.3.2-1 Pretreatment of rock sample for porewater squeezing

4.3.3 研究所設置地区及びその周辺における調査研究段階

本段階では、地表水（河川水、降水など）を対象とした調査、HDB-1 孔～HDB-11 孔（ただし、HDB-2 孔を除く）までの深層ボーリング調査の結果を対象とした。

(1) 地表からの調査

本調査においては、降水、河川水、浅層地下水（地表から数十メートル程度までに分布する地下水）を対象とした。降水、河川水については、4.2 で記述した表層水理調査に関わる観測とあわせて試料水の採取・分析を行った。降水については、1 ヶ月間の降水を採取容器に集め、当該月の降水の水質平均値を測定した。冬期間は1 ヶ月間の降雪を採取し、室温で密閉容器中において溶解させ、分析試料とした。河川水については、1 回/月の頻度で採取・分析を行った。浅層地下水は、幌延町内の既存の井戸からの揚水を採取・分析した⁸⁷⁾。

以上のような降水、河川水の定期的な採取・分析、浅層地下水の採取・分析により、それらの化学組成、同位体組成の変動幅を把握することができた (Fig. 4.3.3-1)。

降水については、冬期（降雪期）とそれ以外の時期を比較すると、冬期には相対的に塩分濃度が高く、春期から秋期にかけては、冬期に比べて塩分濃度の低い降水が認められた。また、この変動の傾向は毎年ほぼ同様であることも確認した。

河川水の水質は、北海道内の平均的な化学組成¹⁰⁶⁾と同様の結果が得られた。おおむね、河川の表面が結氷する時期（冬期）には塩分濃度が高く、融雪期（春期）には塩分濃度が低くなることがわかった。

以上の結果は、後述の地球化学解析における上部境界条件の設定などに使用した。

(2) 深層ボーリング孔を利用した調査

深層ボーリング調査において、水理試験と組み合わせた地下水の採水を実施した。深層ボーリング調査では、HDB-2 孔からの地下水採水を除いて合計 18 区間からの地下水採水を行った (Table 4.3.2-1)。また、ボーリングコアからの間隙水の抽出・化学分析も実施した。地下水採水方法、コアからの間隙水抽出方法は上記のとおりである。

深層ボーリング孔を利用した地球化学に関する調査研究では、調査結果の解釈により HDB-1, 3, 4, 5 孔までのボーリング調査結果と、HDB-1 孔～HDB-11 孔までの全てのデータを考慮した調査研究段階の 2 段階に分けられる。

HDB-1, 3 孔では、深度 200m 程度から溶存成分濃度の高い Na-Cl 型地下水が存在するのに対して、HDB-4, 5 孔では深度 300m までは溶存成分濃度の低い Na-HCO₃ 型地下水が、深度 300m 以深では、溶存成分濃度の高い Na-Cl 型の地下水が分布していることが確認された (Fig.4.3.3-2)。このボーリング孔ごとの水質分布の違いは、岩盤の透水性の違いにより生じている可能性が考えられた。水素・酸素同位体の測定結果から、Na-HCO₃ 型の地下水は軽い同位体に富む (δD : -70‰、 $\delta^{18}O$: -10‰程度) のに対して、Na-Cl 型の地下水は重い同位体に富む (δD : -10‰、 $\delta^{18}O$: 2‰程度) ことがわかった (Fig.4.3.3-3)。

また、HDB-1, 2, 3 孔からの試料の酸素・水素同位体比について、現在の降雨（表層水）の影響を取り除いた結果、現在の降水と比較すると酸素安定同位体比で約 3‰、水素安定同位体比で約 10‰小さい値を示す地下水の存在が示唆され、現在と比較して気温の低い時代に涵養した地下水の存在が示されている。このことは、現在の降水と過去の降水の涵養した深度が異なることも示唆しており、氷河期、間氷期のような地史の変遷も記録している可能性が示唆していると考えられる。さらに、表層水の浸入深度、割合と透水性の関係について検討した結果についても整合的な結果が得られている¹⁰⁷⁾。

つぎに、HDB-6～11 孔（付録 2）までのデータとあわせて、声問層及び稚内層中の地下水の地球化学特性について知見を取りまとめた。

i) 主要化学成分

ボーリング孔からの揚水・コアから抽出した間隙水の化学分析結果を Table 4.3.3-1, Table 4.3.3-2, Fig. 4.3.3-4 に示す。浅部では比較的塩分濃度の低い地下水（Na-HCO₃ 型）が、深部では比較的塩分濃度の高い地下水（Na-Cl 型）が分布していることがわかった。また、地下水の水質が Na-HCO₃ 型から Na-Cl 型に変化する深度が、ボーリング孔ごとに異なっており、岩盤の透水性の違いにより、地下水水質分布が影響を受けていることが一つの可能性として考えられる。

なお、一部の間隙水試料では、著しく高い硫酸イオン濃度が認められている。これは、コアの保管中及び抽出作業中に、コア中の硫化物が酸化されて硫酸イオンとなり溶解した結果と考えられる。

地下水の pH はボーリング孔からの揚水及び間隙水について測定を実施した結果、pH が 7～8 程度であった。酸化還元電位については、ボーリング孔内の原位置における測定を 1 深度（HDB-11 孔、606-644m、稚内層）において実施した結果、約-170mV の結果が得られた。

ii) 起源

ボーリング孔からの揚水及び間隙水について、水素同位体比 (D/H) 及び酸素同位体比 (¹⁸O/¹⁶O) を測定し、起源を推定した (Fig. 4.3.3-5)。なお、Fig. 4.3.3-5 には浅層地下水の分析結果も合わせてプロットしている。

浅層地下水は水素・酸素同位体とも軽い同位体に富む (δD : -90～-60‰, $\delta^{18}O$: -11～-10‰) のに対して、深部地下水は重い同位体に富み (δD : -30～-20‰, $\delta^{18}O$: 2～3‰)、これらの 2 種類の地下水の混合により、現在の地下水水質が形成されていると考えられる。

浅層の地下水については、地下水中のナトリウムイオン/塩化物イオン濃度比が増加するに伴い、pH 値が上昇することなどから、降水が地下に涵養され、液相と固相（岩石中の粘土鉱物：スメクタイト）間でのナトリウムイオンと水素イオンの交換反応により水質が形成されていることがわかっており⁴⁵⁾、上記の水素・酸素同位体測定結果と整合している。

深部の地下水は塩分濃度が現在の海水の 1/3～1/2 程度であり、 $\delta^{18}O$ が 2～3‰が特徴である。深部地下水の起源は過去の海水である可能性が高いと考えられるが、降水起源の地下水との単純な混合では説明することができない。しかし、この特徴を持つ地下水水質を形成プロセスとしては、続成作用に伴い放出される流体の混合¹⁰⁸⁾が一つの可能性として考えられる。

以上より、声問層・稚内層中の地下水水質形成においては、混合と水-岩石反応が主要なプロセスであると考えられる。

iii) 滞留時間

地下水中の放射性同位体（トリチウム、炭素-14、塩素-36、ヘリウム濃度・ヘリウム-3/ヘリウム-4）を利用して、地下水の滞留時間の推定を行った。対象とした試料はボーリング孔から揚水した試料である。

既存情報を用いた調査結果から、声問層・稚内層中の地下水の起源は過去の海水である可能性があり、堆積岩の形成年代を考慮すると、本地域における地下水は滞留時間が百万年オーダーであることが考えられる。そのため、半減期が比較的短いトリチウム、炭素-14 については、滞留時間の推定に使用できないことも考えられる。ボーリング孔から採取した揚水した試料の一部について、トリチウム及び炭素-14 の測定を行った結果、ほとんどの試料において、トリチウム濃度は定量下限値以下、炭素-14 は数 pMC (percent Modern Carbon) と非常に低濃度であった¹⁰⁹⁾。このことから、本地域の地下水は 5 万年よりも若い地下水である可能性が示唆されることになるが、ここで測定された炭素-14 は、掘削水や掘削用のツールなどに使用される油などから付

加された可能性も否定できない。

次に、塩素-36 を測定した結果では、ほとんどの深度の地下水において、塩素-36/塩素 ($^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$) 比が 10×10^{-15} 以下と低い値を示した。幌延町内の河川水中の $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ は (30~70) $\times 10^{-15}$ である。地下水の涵養時の $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ を河川水の値とし、 ^{36}Cl が壊変により減衰していくと仮定した場合、滞留時間は百万年オーダーであると推定される。一方、岩石中のウラン・トリウム含有量から算出される地下での中性子束密度を基に、地下で生成する ^{36}Cl 量を推定すると、 $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ が 10×10^{-15} 程度となる。地下水中の $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ が 10×10^{-15} になる (放射平衡状態) には、300 万年程度必要となる。以上のことから、地下水の滞留時間が数百万年オーダーであると考えられる。しかし、混合が主要な地下水形成プロセスである場においては、 $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比から滞留時間を推定することができないと指摘されている¹¹⁰⁾。上で述べたように、声問層・稚内層中の地下水水質形成においては、混合が1つの主要なプロセスであることがわかっていることから、 $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比を用いた手法の制約を考慮して、推定される滞留時間を扱う必要がある。

地下水中のヘリウム濃度は $10^{-6} \sim 10^{-5} \text{ccSTP/g}$ 地下水と大気平衡での溶存量 ($4.8 \times 10^{-8} \text{ccSTP/g}$ 地下水) よりも 2 桁程度高い値を示した。大気平衡濃度に対して過剰量のヘリウムが、全て岩石中のウラン・トリウムのアルファ壊変により生じたと仮定した場合、滞留時間は数百万年程度と推定される。この結果は、別途実施している地下水流動解析結果を支持するものと考えられる。

以上より、地下水の滞留時間の推定においては、複数の放射性同位体に関するデータを取得し比較すること、放射性同位体に関するデータとあわせて地下水の水質分布や水質形成プロセスに関する知見を得ることが必要であることがわかった。

iv) コロイド・有機物・微生物

地下水中のコロイド・有機物・微生物については、降水系地下水と塩水系地下水の分布といった水質分布に応じて、その種類や存在量なども変化する可能性が考えられる。しかしながら、ボーリング調査における時間的制約のために、採取した地下水試料の掘削水による汚染率が数~数十%と低くないため、コロイド・有機物・微生物に関して、品質の高い情報を取得することが困難であった。

コロイド・有機物・微生物に関する品質の高いデータを取得することは、第2段階以降の重要な研究課題の一つであるが、そのために必要な分析手法などの基礎技術の適用性を検討するために、予察的なデータの取得を行った。

地下水中の全有機炭素濃度は数~数十 mg L^{-1} であり、主要化学成分濃度との明確な相関は認められていない。浅層地下水と深部地下水中の有機物 (主に腐植物質) の特性を分析した結果、腐植物質の分子量分布が異なっている可能性があることがわかった¹¹¹⁾。

地下水中の微生物については、ボーリング孔からの揚水の一部について、全菌数の測定、遺伝子解析などを行った。その結果、地下水中の全菌数は $10^4 \sim 10^6$ 個/mL の幅で分布しているが、深度方向に全菌数が減少するといった変化は認められなかった。また、全菌数に対する分裂中の細胞の割合 (活性の指標) は、最大で 5.63% (HDB-6 孔、深度 281~312m、声問層/稚内層境界) を観測した。この深度の地下水から DNA を抽出し、解析を行った結果、*Gamma-proteobacteria*、特に *Pseudomonas* 属に近縁な微生物が優占しており、観測された高い活性はこれらのグループに支えられたと考えられる¹¹²⁾。また、HDB-6 孔の深度 281~312m 区間の透水係数は 10^{-6} m s^{-1} オーダーと HDB-6 孔の他の区間と比較して 1~2 オーダー高い値であった。これらのことから、地下水中の微生物の分布やその活性が、岩盤の透水性あるいは地下水流動と関連がある可能性が考えられる。

地下水中の有機物・微生物については、既存の分析手法や改良した分析手法の地下水試料への

適用性を確認するとともに、予察的なデータの取得を行った。第 2、3 段階の調査研究において、品質管理された地下水試料の採取及びコロイド・有機物・微生物に関するデータを取得し、物質移動に果たす役割などに関する知見を得ていくことが必要である。

v) コアの化学分析・鉱物分析

声間層及び稚内層中の主要な化学成分はケイ素（約 70%）、アルミニウム（約 10%）、鉄（III）（約 2%）であった²⁸⁾。

顕微鏡観察、電子顕微鏡観察、粉末 X 線回折などの結果⁴⁵⁾から、稚内層及び声間層の代表的な構成鉱物は、ともにシリカ鉱物（オパール CT/オパール A）、及び少量の石英・長石・粘土鉱物（カオリナイト/スメクタイト/イライト/緑泥石）・黄鉄鉱・炭酸塩鉱物（シデライト/マグネサイト）であった。ただし、稚内層及び声間層はシリカ鉱物相に大きな違いがあり、稚内層は主に珪藻遺骸（オパール A）が埋没続成作用により溶解して形成されたオパール CT から構成されるのに対し、声間層はこのオパール CT を含まない。なお、各ボーリング孔における稚内層と声間層の地層境界深度は、上記のシリカ鉱物相の違いによって決定されている。

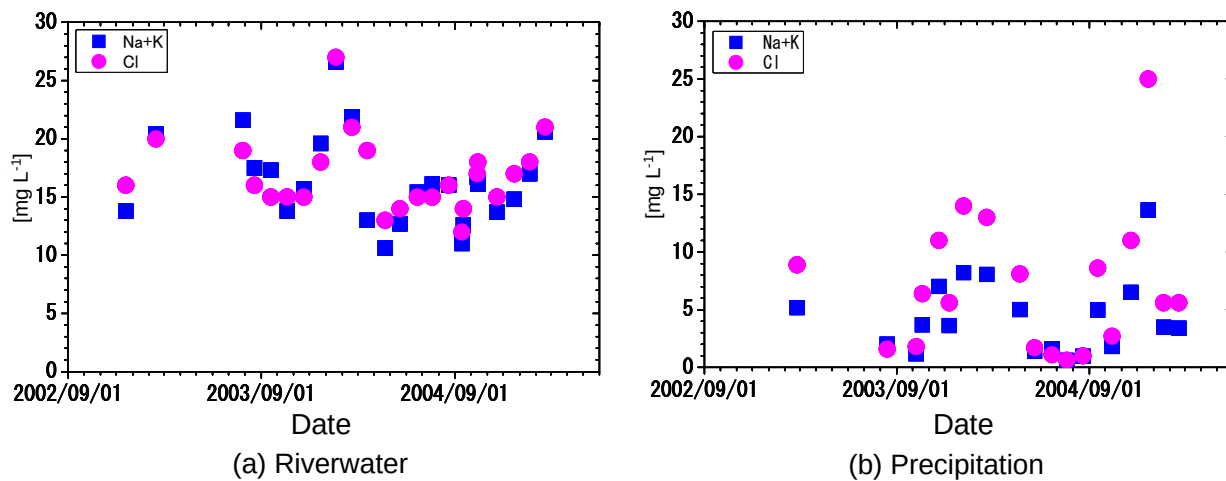


Fig. 4.3.3-1 Chemistry of surface water

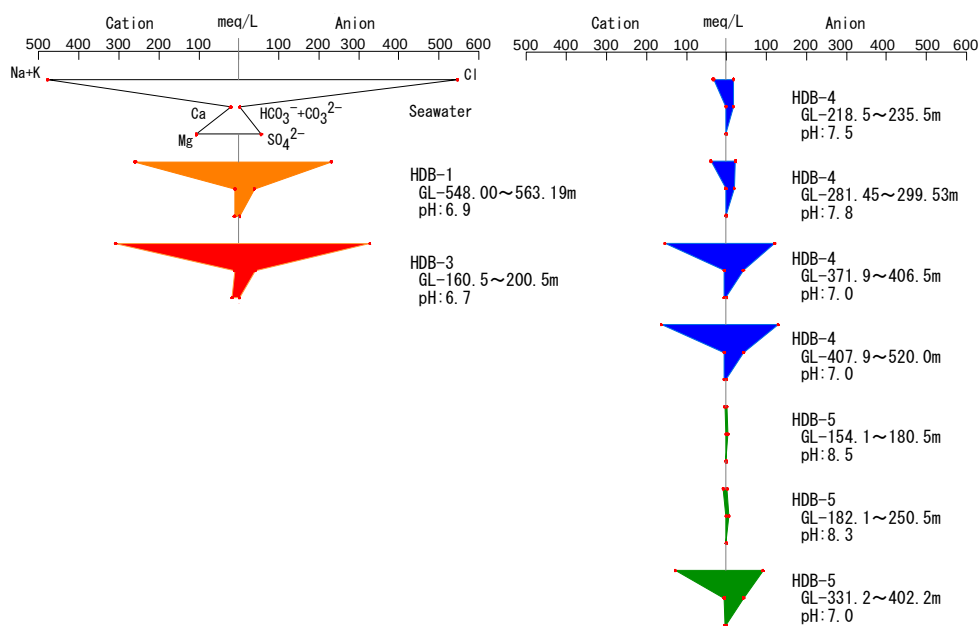
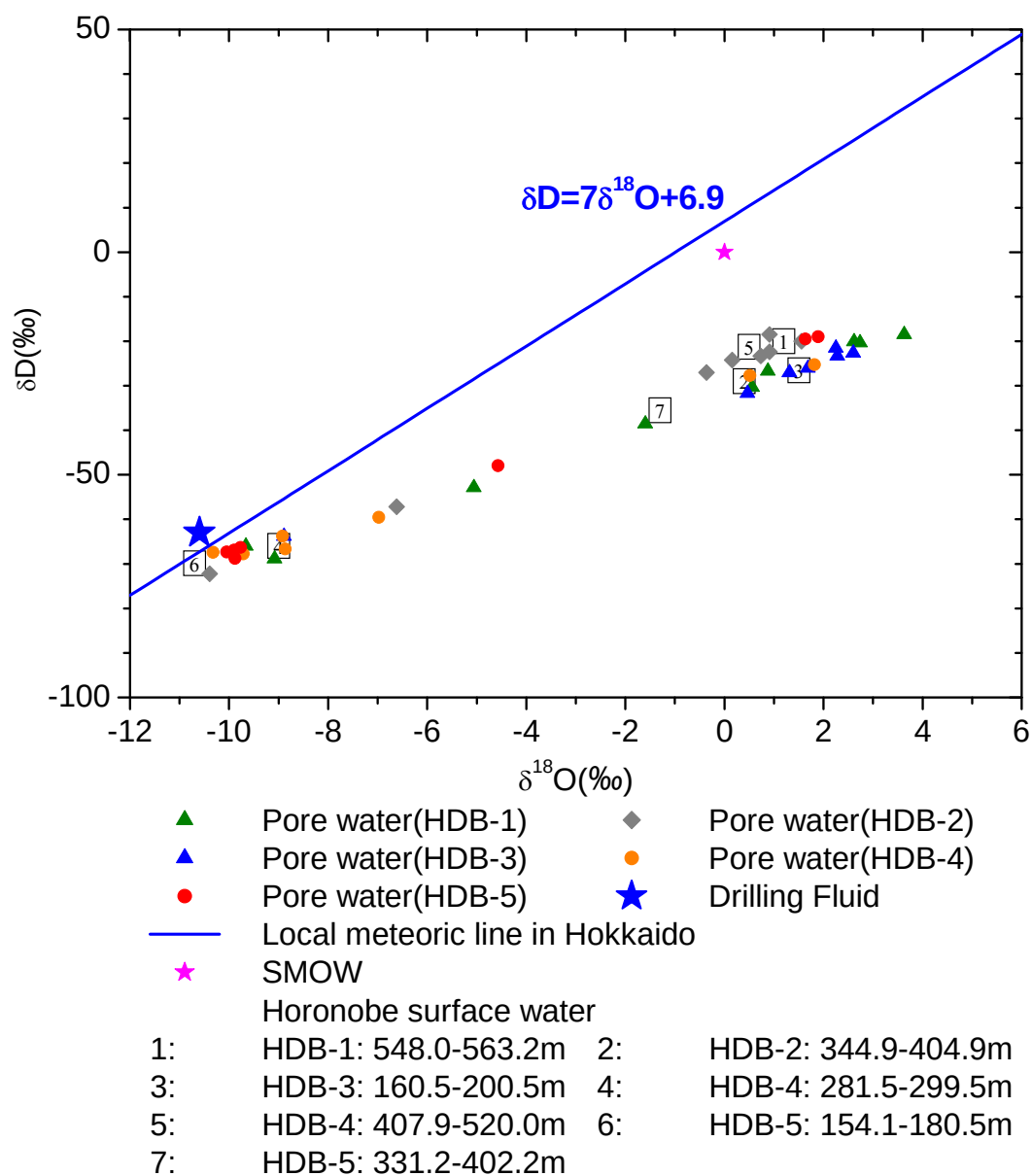


Fig. 4.3.3-2 Chemistry of groundwater

Fig. 4.3.3-3 δD - $\delta^{18}O$ diagram of groundwater

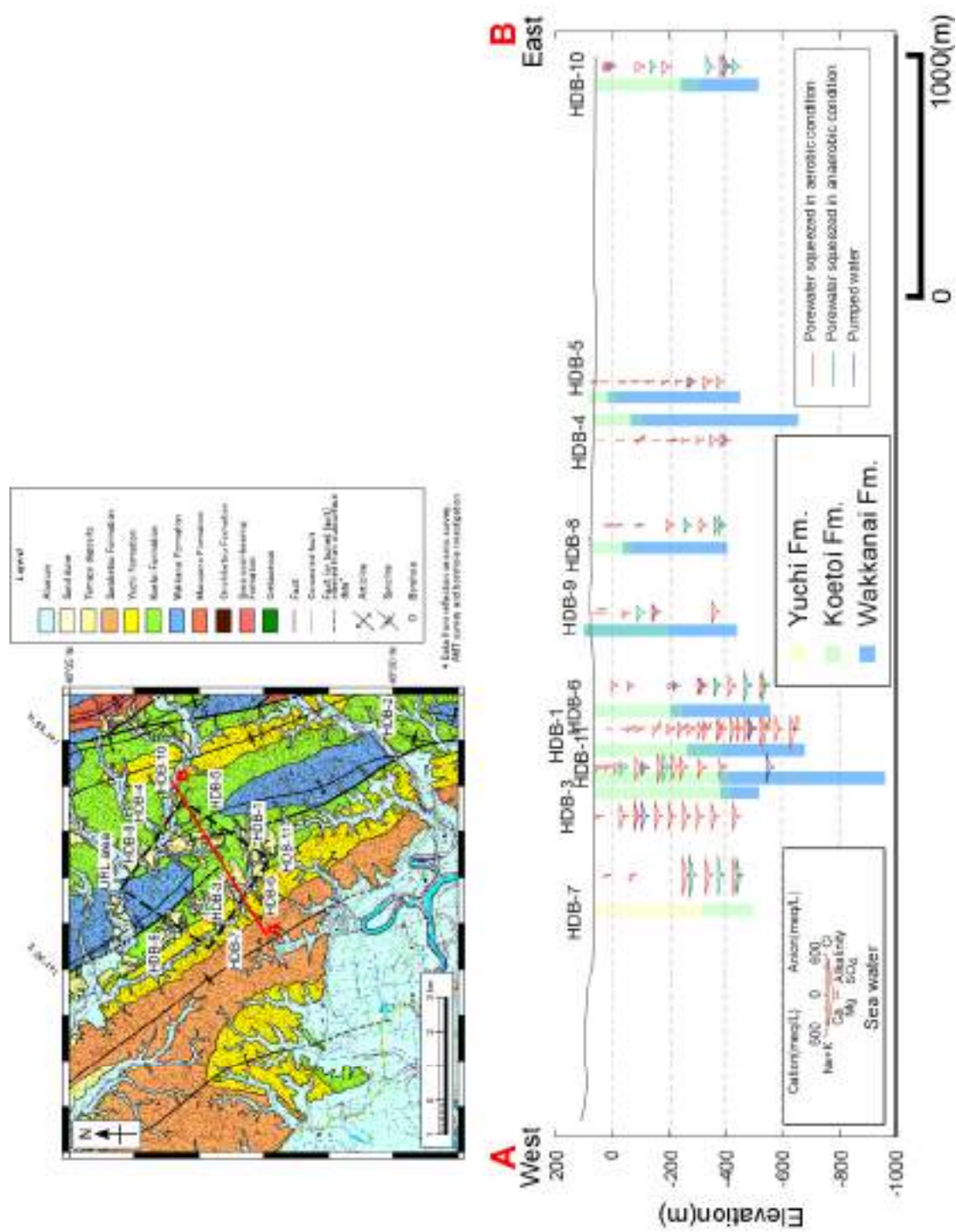


Fig. 4.3.3-4 Distribution of groundwater chemistry

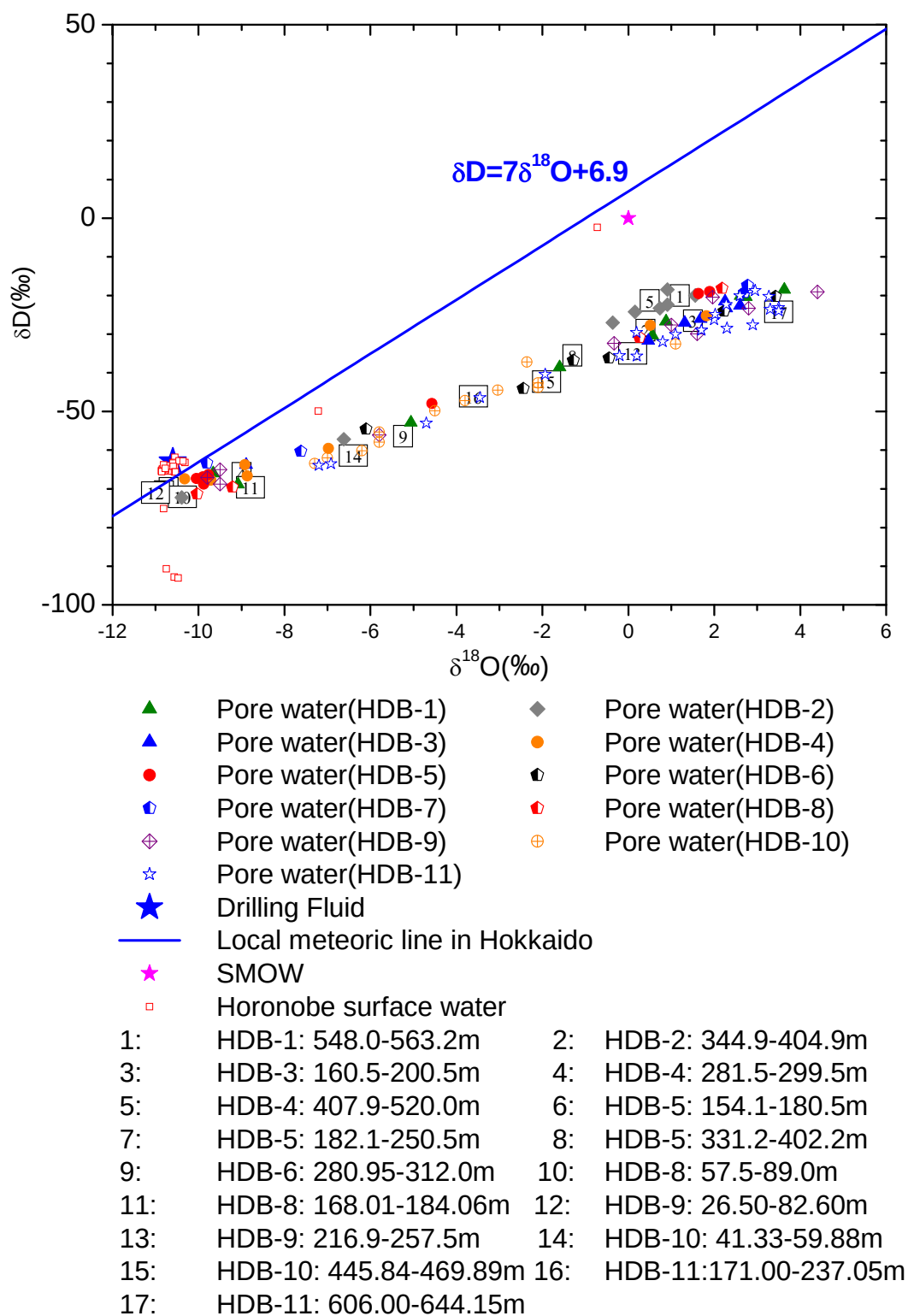
Fig.4.3.3-5 δD - $\delta^{18}O$ diagram of groundwater

Table 4.3.3-1 Major chemistry and isotope in pumped groundwater

Geology	pH	EC [mS/m]	Tracer [mg/L]	Na ⁺ [mg/L]	K ⁺ [mg/L]	Ca ²⁺ [mg/L]	Mg ²⁺ [mg/L]	Mn(II) [mg/L]	Si [mg/L]	T. Fe [mg/L]	Al ³⁺ [mg/L]	F ⁻ [mg/L]	Cl ⁻ [mg/L]	Br ⁻ [mg/L]	I ⁻ [mg/L]	NO ₃ ⁻ [mg/L]	NO ₂ ⁻ [mg/L]	SO ₄ ²⁻ [mg/L]	HCO ₃ ⁻ [mg/L]	CO ₃ ²⁻ [mg/L]	TOC [mg/L]	TIC [mg/L]	³ H [T.U]	δD [‰]	δ ¹⁸ O [‰]	³⁶ Cl/Cl [k 10 ⁻⁵]
Wakkanai F.	6.9	2560	1.4	5140	170	180	120	0.41	49	2.90	<0.1	<0.1	7500	<0.1	16	<0.1	0.18	96.7	2155	-	10	390	1.4	-20	1.2	3.3
Wakkanai F.	7.9	1490	0.9	3120	51	24	36	0.51	45	0.19	<0.1	<0.1	4180	19	12	<0.1	<0.1	2.4	2120	-	44	400	n.m.	-29	0.4	-
Koetoi F.	6.7	3490	2.1	6900	320	220	210	0.01	27	0.19	n.d.	n.d.	11600	99	41	0.4	n.d.	38	2463	-	52	530	1.2	-27	1.5	0.9
Wakkanai F.	7.5	313	1.1	730	17	14	5.4	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	630	n.m.	n.m.	n.m.	n.d.	4.6	1123	-	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	-
Wakkanai F.	7.8	430	0.4	880	21	23	9.9	0.01	20	0.05	n.d.	0.2	820	2.9	n.d.	n.d.	n.d.	0.9	1184	60.0	16	250	<0.4	-66	-9.0	7.1
Wakkanai F.	7.0	1582	0.6	3500	54	94	53	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	4300	n.m.	n.m.	n.d.	n.d.	1.7	2600	-	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.	-
Wakkanai F.	7.0	1681	0.7	3700	59	95	56	0.03	23	0.11	0.02	0.4	4600	19	16	0.2	n.d.	7.0	2610	-	42	570	n.m.	-21	0.5	1.7
Wakkanai F.	8.5	39.5	0.2	86	4.0	0.91	0.45	0.01	20	0.11	n.d.	0.4	67	0.1	n.d.	n.d.	n.d.	0.5	240	-	3	50	n.m.	-70	-10.7	8.0
Wakkanai F.	8.3	84.5	0.3	180	5.4	2.2	0.96	0.01	19	0.13	0.1	0.4	67	0.2	n.d.	n.d.	n.d.	2.2	410	-	5	86	n.m.	-71	-10.8	7.0
Wakkanai F.	7.0	1301	0.5	2900	46	99	46	0.03	20	2.50	0.4	0.2	3250	10	13	0.6	0.1	6.8	2640	-	30	580	n.m.	-36	-1.3	5.4
Wakkanai F.	7.3	1199	0.8	2460	77	69.0	43	0.03	24	0.04	0.02	<0.1	3050	11	9	0.1	n.m.	5.9	41	-	130	390	<0.4	-56	-5	2.2
Wakkanai F.	6.9	1966	0.6	4220	110	140	110	0.02	24	0.04	<0.1	0.2	6300	45	17	0.1	n.m.	0.2	41	-	63	510	<0.4	-37	-0.6	-
Koetoi F.	8.0	209	3.7	367	18	12	5.7	0	20	0.05	0.06	0.1	200	<1	<1	0.5	n.m.	23	41	-	25	170	1.6	-72	-10.4	5.6
Koetoi F.	7.6	370	1.5	787	31	12	7.8	0.01	21	0.02	0.01	<0.1	390	1.0	<1	0.5	n.m.	1.1	41	-	13	300	<0.4	-70	-8.8	1.2
Wakkanai F.	6.1	15.8	0.3	22	1.8	3.9	1.1	n.m.	22	0.02	<0.1	<0.1	14	<0.1	<1	<0.1	<0.1	10	47	-	2	9	2.7	-71	-11	172
Wakkanai F.	6.9	1239	1.6	4200	59	84	59	n.m.	22	0.04	<0.1	0.2	5100	33	15	<0.1	<0.1	6.9	3200	-	9	630	<0.4	-36	0.1	3.1
Koetoi F.	7.2	1067	2.6	2300	110	67	55	n.m.	26	0.02	0.06	0.3	2400	26	10	1	<0.1	1	2600	-	36	640	<0.4	-61.4	-6.4	0.7
Wakkanai F.	6.8	2510	0.8	5000	160	97	140	n.m.	25	0.03	<0.01	<0.1	8100	83	33	0.5	<0.1	0.4	1100	-	20	320	<0.4	-42.3	-1.9	2.1
Koetoi F.	6.2	3796	0.9	6600	140	250	170	n.m.	27	0.04	<0.01	0.1	10000	78	29	0.1	<0.1	<0.2	2200	-	31	450	<0.3	-24.2	3.5	2.9

Table 4.3.3-2 Major chemistry and isotope in porewater (1/2)

Borehole No.	Sampling depth [m]	Geology	pH	EC [mS/m]	Na ⁺ [mg/l]	K ⁺ [mg/l]	Ca ²⁺ [mg/l]	Mg ²⁺ [mg/l]	Cl ⁻ [mg/l]	SO ₄ ²⁻ [mg/l]	HCO ₃ ⁻ [mg/l]	CO ₃ ²⁻ [mg/l]	TOC [mg/l]	TIC [mg/l]	δ D [‰]	δ ¹⁸ O [‰]
HDB-1	54.00-56.00	Koetoi F.	-	203	690	97	220	98	100	2200	-	-	-	-	-66.0	-9.7
HDB-1	109.30-111.60	Koetoi F.	-	378	1500	130	110	52	300	3100	-	-	-	-	-68.0	-9.1
HDB-1	130.00-131.00	Koetoi F.	-	507	1700	140	97	36	600	3200	-	-	-	-	-66.0	-8.3
HDB-1	311.10-312.00	Koetoi F.	-	1084	4400	200	150	100	5000	3400	-	-	-	-	-38.0	-1.4
HDB-1	380.00-381.00	Wakkanai F.	-	1212	5100	150	280	150	5300	5300	-	-	-	-	-32.0	0.2
HDB-1	400.05-401.00	Wakkanai F.	-	1234	5400	180	290	200	5300	6000	-	-	-	-	-30.0	0.6
HDB-1	443.00-444.00	Wakkanai F.	-	1454	5800	190	230	180	6900	4000	-	-	-	-	-27.0	1.4
HDB-1	514.00-515.00	Wakkanai F.	-	1759	6200	120	140	150	9500	1200	-	-	-	-	-20.0	2.8
HDB-1	556.05-556.80	Wakkanai F.	-	1436	5900	120	180	140	8700	1700	-	-	-	-	-27.0	0.8
HDB-1	609.70-610.00	Wakkanai F.	-	5923	9900	180	560	890	9400	13100	-	-	-	-	-19.0	2.8
HDB-1	704.15-705.00	Wakkanai F.	-	5486	11000	190	510	1000	9700	14500	-	-	-	-	-19.0	3.6
HDB-2	45.00-45.90	Koetoi F.	-	252	500	21	28	24	610	520	-	-	-	-	-70.0	-10.3
HDB-2	128.00-130.00	Wakkanai F.	-	753	1700	46	85	39	740	2700	-	-	-	-	-57.0	-6.6
HDB-2	204.00-205.90	Wakkanai F.	-	1860	5500	96	450	250	3300	9000	-	-	-	-	-18.0	0.9
HDB-2	280.82-290.00	Wakkanai F.	-	2047	6300	120	400	310	3500	10300	-	-	-	-	-20.0	1.7
HDB-2	400.90-401.75	Wakkanai F.	-	1809	5500	98	440	200	3000	9700	-	-	-	-	-23.0	0.7
HDB-2	412.59-413.69	Wakkanai F.	-	1534	5200	80	440	170	3000	9100	-	-	-	-	-23.0	0.5
HDB-2	499.00-499.80	Wakkanai F.	-	1054	2400	27	39	13	2700	1200	-	-	-	-	-25.0	0.2
HDB-2	594.00-594.85	Wakkanai F.	-	2099	6000	12	500	180	3100	10100	-	-	-	-	-22.0	0.9
HDB-2	623.00-624.00	Wakkanai F.	-	2066	6600	22	490	220	2900	11600	-	-	-	-	-22.0	0.7
HDB-2	675.00-676.00	Wakkanai F.	-	1935	7300	77	440	250	2500	14000	-	-	-	-	-25.0	0.2
HDB-2	695.00-696.00	Wakkanai F.	-	2239	7400	140	410	260	2400	15000	-	-	-	-	-28.0	-0.5
HDB-3	22.12-23.00	Koetoi F.	-	-	850	68	57	36	1100	420	200	-	-	-	-64.0	-8.9
HDB-3	104.09-106.00	Koetoi F.	-	-	6000	370	150	150	9900	880	50	-	-	-	-32.0	0.5
HDB-3	155.20-155.99	Koetoi F.	-	-	6500	360	170	180	11000	290	10	-	-	-	-27.0	1.3
HDB-3	156.20-156.90	Koetoi F.	-	-	7600	480	200	190	13000	800	10	-	-	-	-25.0	2.6
HDB-3	229.30-229.92	Koetoi F.	-	-	6200	350	75	160	10000	500	50	-	-	-	-26.0	1.7
HDB-3	274.30-274.90	Koetoi F.	-	-	6600	340	250	190	11000	1100	10	-	-	-	-26.0	1.9
HDB-3	326.00-327.00	Koetoi F.	-	-	7100	430	520	290	12000	1800	50	-	-	-	-23.0	2.3
HDB-3	373.00-373.70	Koetoi F.	-	-	6800	310	280	230	11000	1700	10	-	-	-	-23.0	2.6
HDB-3	425.20-426.00	Wakkanai F.	-	-	6500	220	230	260	11000	1100	10	-	-	-	-21.0	2.2
HDB-3	500.10-501.00	Wakkanai F.	-	-	6600	280	260	220	11000	1300	10	-	-	-	-23.0	2.6
HDB-4	28.93-30.65	Koetoi F.	-	-	39	13	7	5	35	90	0	-	-	-	-67.0	-10.3
HDB-4	96.73-97.55	Koetoi F.	-	-	500	38	15	11	140	980	20	-	-	-	-68.0	-9.7
HDB-4	159.40-160.20	Wakkanai F.	-	-	1200	45	95	56	160	2800	10	-	-	-	-64.0	-8.9
HDB-4	166.78-168.00	Wakkanai F.	-	-	1900	73	300	190	120	5400	10	-	-	-	-66.0	-9.6
HDB-4	224.00-224.75	Wakkanai F.	-	-	770	31	12	10	600	810	40	-	-	-	-67.0	-8.9
HDB-4	274.25-275.00	Wakkanai F.	-	-	1200	30	51	34	530	2000	20	-	-	-	-65.0	-8.0
HDB-4	324.00-325.00	Wakkanai F.	-	-	1700	27	51	15	1600	1500	10	-	-	-	-60.0	-7.0
HDB-4	377.00-377.90	Wakkanai F.	-	-	2800	39	98	78	3300	1900	10	-	-	-	-36.0	-1.1
HDB-4	426.00-426.75	Wakkanai F.	-	-	3500	49	40	66	4400	1600	10	-	-	-	-28.0	0.5
HDB-4	474.00-474.90	Wakkanai F.	-	-	3300	51	18	53	4700	600	10	-	-	-	-25.0	1.8
HDB-5	27.51-28.00	Koetoi F.	-	-	100	28	220	90	77	960	30	-	-	-	-66.0	-9.8
HDB-5	60.19-61.34	Koetoi F.	-	-	92	15	150	56	66	650	30	-	-	-	-67.0	-10.0
HDB-5	124.56-125.36	Wakkanai F.	-	-	200	14	360	150	72	1800	10	-	-	-	-67.0	-9.9
HDB-5	174.15-174.80	Wakkanai F.	-	-	520	24	27	24	68	1100	50	-	-	-	-65.0	-9.6
HDB-5	225.00-225.80	Wakkanai F.	-	-	630	19	26	13	130	1200	50	-	-	-	-69.0	-9.9
HDB-5	278.20-279.00	Wakkanai F.	-	-	1600	53	100	53	1100	2300	30	-	-	-	-58.0	-6.3
HDB-5	324.18-325.00	Wakkanai F.	-	-	1800	43	27	35	1900	1300	20	-	-	-	-48.0	-4.6
HDB-5	373.25-373.95	Wakkanai F.	-	-	2400	36	32	64	3700	190	30	-	-	-	-31.0	-0.4
HDB-5	426.00-426.90	Wakkanai F.	-	-	3900	72	73	95	4400	2600	20	-	-	-	-20.0	1.6
HDB-5	473.10-474.00	Wakkanai F.	-	-	3400	66	19	60	4800	780	20	-	-	-	-19.0	1.9
HDB-6	78.00-78.30	Koetoi F.	8.1	-	3400	160	81	57	4600	830	1600	500	100	400	-36.0	-1.4
HDB-6	135.00-135.30	Koetoi F.	8.2	-	2500	120	53	33	2500	800	2100	500	100	400	-44.0	-2.4
HDB-6	279.41-279.89	Wakkanai F.	8.3	-	1800	59	43	27	1800	710	1500	500	100	300	-55.0	-6.1
HDB-6	394.30-394.52	Wakkanai F.	8.3	-	4100	74	160	120	5900	1200	1200	500	100	300	-36.0	-0.4
HDB-6	440.00-440.50	Wakkanai F.	8.5	-	5244	81	144	111	7717	32	1039	220	56	262	-27.0	1.0
HDB-6	492.28-492.50	Wakkanai F.	8.0	-	5200	48	120	170	8300	610	900	500	200	300	-24.0	2.2
HDB-6	547.00-547.48	Wakkanai F.	8.3	-	8205	135	123	216	11808	1546	363	120	-	-	-	-
HDB-6	600.03-600.33	Wakkanai F.	8.3	-	6400	67	84	190	9700	79	1100	500	100	300	-20.0	3.4
HDB-6	610.70-611.00	Wakkanai F.	8.1	-	8591	127	329	240	12035	1934	667	88	63	119	-	-
HDB-7	41.50-41.72	Yuchi F.	8.7	-	880	42	8.9	7	130	430	2100	500	100	500	-63.0	-9.8
HDB-7	131.00-131.26	Yuchi F.	8.5	-	2600	170	25	33	1200	3000	1900	500	100	400	-60.0	-7.5
HDB-7	320.36-320.67	Yuchi F.	8.5	-	9300	420	57	190	15000	140	2800	500	100	600	-19.0	2.7
HDB-7	343.29-343.55	Yuchi F.	8.4	-	10613	518	84	168	16037	417	2644	366	119	606	-20.0	2.9
HDB-7	398.80-399.00	Koetoi F.	8.3	-	9100	470	120	170	14000	490	3200	500	100	700	-18.0	2.8
HDB-7	442.10-442.30	Koetoi F.	8.2	-	10508	474	149	193	15577	20	3096	293	123	661	-14.0	3.9
HDB-7	496.13-496.36	Koetoi F.	8.3	-	9000	480	100	160	14000	1200	2400	500	100	500	-17.0	2.8
HDB-7	506.38-509.90	Koetoi F.	8.1	-	10002	439	163	175	14171	33	3231	235	120	661	-15.0	3.8
HDB-8	63.00-63.30	Koetoi F.	8.3	-	660	40	22	13	330	490	900	500	100	200	-71.0	-10.1
HDB-8	101.73-102.00	Koetoi F.	8.2	-	860	38	29	17	260	1200	1000	500	100	200	-70.0	-9.2
HDB-8	283.64-284.00	Wakkanai F.	8.5	-	3600	60	52	87	4600	770	1300	500	100	400	-31.0	0.3
HDB-8	344.20-344.70	Wakkanai F.	8.3	-	4232	72	109	76	5573	17	1755	134	64	363	-	-
HDB-8	400.57-401.00	Wakkanai F.	8.3	-	4000	46	68	100	5500	500	900	500	100	300	-18.0	2.2
HDB-8	449.04-449.24	Wakkanai F.	8.6	-	4645	1	128	82	6815	10	877	214	77	217	-25.0	0.4
HDB-8	465.25-465.42	Wakkanai F.	7.9	-	5170	68	212	130	6567	2125	640	88	59	116	-	-

Table 4.3.3-2 Major chemistry and isotope in porewater (2/2)

Borehole No.	Sampling depth [m]	Geology	pH	EC [mS/m]	Na ⁺ [mg/l]	K ⁺ [mg/l]	Ca ²⁺ [mg/l]	Mg ²⁺ [mg/l]	Cl ⁻ [mg/l]	SO ₄ ²⁻ [mg/l]	HCO ₃ ⁻ [mg/l]	CO ₃ ²⁻ [mg/l]	TOC [mg/l]	TIC [mg/l]	δ D [‰]	δ ¹⁸ O [‰]
HDB-9	36.22-36.45	Wakkanai F.	7.5	45	55	5.8	11	11	28	100	47	0.1	6.3	10	-65.0	-9.5
HDB-9	54.95-55.23	Wakkanai F.	7.8	220	290	18	36	29	180	370	290	0.9	20	59	-67.1	-9.8
HDB-9	78.00-78.50	Wakkanai F.	7.5	510	1100	21	52	34	180	1900	530	0.8	42	110	-68.8	-9.5
HDB-9	151.1-151.42	Wakkanai F.	8.2	1100	2300	22	34	23	2100	360	1600	11	64	330	-56.1	-5.8
HDB-9	198.75-199.00	Wakkanai F.	8.1	-	4134	51	87	46	5421	5	2801	150	<24	597	-32.4	-0.3
HDB-9	222.00-222.25	Wakkanai F.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-29.9	1.6
HDB-9	251.70-252.00	Wakkanai F.	8.5	2100	4600	38	59	64	5700	120	2000	29	60	400	-27.6	1.0
HDB-9	347.68-348.00	Wakkanai F.	8.8	2900	6300	23	58	89	8600	1400	1000	12	20	210	-19.1	4.4
HDB-9	456.62-457.00	Wakkanai F.	8.4	2600	5400	38	62	58	7100	430	1800	22	32	360	-20.4	2.0
HDB-9	516.67-517.00	Wakkanai F.	8.1	2500	5400	12	23	72	7000	2000	1000	12	20	200	-23.3	2.8
HDB-10	32.76-33.00	Koetoi F.	8.3	800	1800	88	48	34	1700	380	1800	18	53	370	-62.0	-7.0
HDB-10	43.70-44.00	Koetoi F.	8.4	1100	2700	116	63	50	2900	320	2200	27	56	450	-55.3	-5.8
HDB-10	59.10-59.30	Koetoi F.	7.7	1100	2400	130	59	45	2000	2800	380	0.4	51	79	-60.1	-6.2
HDB-10	148.65-149.00	Koetoi F.	8.4	1300	2900	138	41	29	3000	490	2200	26	59	440	-49.8	-4.5
HDB-10	195.65-195.85	Koetoi F.	8.2	-	3484	193	66	38	4224	104	3606	0	<24	723	-44.5	-3.0
HDB-10	249.68-250.00	Koetoi F.	8.2	1700	3600	154	66	41	4500	170	2000	14	45	410	-47.2	-3.8
HDB-10	301.00-301.34	Wakkanai F.	8.4	1500	3100	140	82	46	4200	1300	580	19	23	120	-57.9	-5.8
HDB-10	355.00-355.20	Wakkanai F.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-63.4	-7.3
HDB-10	447.00-447.35	Wakkanai F.	8.2	2600	5100	98	84	140	7400	110	980	6.9	83	200	-37.2	-2.4
HDB-10	466.46-466.71	Wakkanai F.	7.8	2200	4300	58	160	110	6300	1700	240	0.7	39	50	-42.6	-2.1
HDB-10	505.50-506.00	Wakkanai F.	8.5	1800	4000	38	41	86	5500	870	560	8.2	27	110	-43.8	-2.1
HDB-10	548.00-548.50	Wakkanai F.	8.3	2300	4600	50	93	120	6700	1500	320	3.2	42	64	-32.5	1.1
HDB-10	397.40-397.70	Wakkanai F.	8.1	-	4301	118	213	113	7064	11.9	1535	103	41	307	-	-
HDB-10	484.80-485.00	Wakkanai F.	8.3	-	3529	82	105	59.3	5608	27.9	1275	112	25.9	251	-	-
HDB-11	30.60-31.00	Koetoi F.	8.4	640	1400	92	68	29	1400	84	1500	18	39	300	-63.9	-7.2
HDB-11	49.64-49.87	Koetoi F.	8.2	820	1600	42	60	28	1700	220	1400	10	52	290	-63.5	-6.9
HDB-11	99.40-99.72	Koetoi F.	8.8	1300	3000	150	58	63	3200	180	2100	67	71	420	-53.0	-4.7
HDB-11	114.09-114.30	Koetoi F.	8.1	-	3497	180	80.6	60.1	4793	86.8	3160	0	169	581	-46.4	-3.5
HDB-11	134.20-134.45	Koetoi F.	8.2	2220	4200	180	84	71	5600	220	1900	14	57	390	-40.4	-1.9
HDB-11	171.65-171.85	Koetoi F.	7.9	2500	5400	230	150	120	7600	730	1600	6	170	320	-35.7	0.2
HDB-11	251.10-251.45	Koetoi F.	8.2	3320	6500	270	150	140	9800	750	940	6.6	42	190	-22.4	2.3
HDB-11	271.75-272.00	Koetoi F.	7.9	-	6338	279	259	154	10131	6.64	2928	0	190	492	-18.7	3.0
HDB-11	300.36-300.56	Koetoi F.	8.1	2800	5800	200	190	130	8700	260	1400	6	49	290	-30.1	1.1
HDB-11	332.50-332.70	Koetoi F.	7.9	2600	5500	170	160	120	7700	340	1700	7	33	340	-31.9	0.8
HDB-11	388.62-388.82	Koetoi F.	7.9	2400	4800	120	79	110	6500	210	1700	7	16	340	-35.6	-0.2
HDB-11	421.13-421.35	Koetoi F.	8.2	-	5067	162	143	96.5	7126	14.5	2088	188	56.4	382	-	-
HDB-11	448.70-449.00	Koetoi F.	8.5	2660	5000	140	170	130	6930	1750	870	13	34	170	-29.6	0.2
HDB-11	498.00-498.39	Wakkanai F.	8.4	2800	5600	66	63	150	8500	590	550	7	24	110	-29.0	1.7
HDB-11	547.51-548.00	Wakkanai F.	8.4	2900	6400	71	42	150	9700	190	1000	13	40	210	-26.3	2.0
HDB-11	572.80-573.00	Wakkanai F.	8.2	-	6696	124	232	158	10957	7.76	1163	150	<24	246	-	-
HDB-11	599.05-599.50	Wakkanai F.	7.9	2800	6800	100	280	240	9200	3300	360	1.4	52	72	-20.1	2.6
HDB-11	644.81-645.00	Wakkanai F.	8.4	2900	6200	31	49	150	9400	680	620	8	44	130	-23.6	3.3
HDB-11	703.50-704.00	Wakkanai F.	8.2	2700	6400	54	88	150	9700	700	430	3	65	86	-23.1	3.5
HDB-11	722.00-722.39	Wakkanai F.	8	-	6720	87	72	136	10145	7	1707	0	30	301	-	-
HDB-11	748.60-748.38	Wakkanai F.	7.8	2700	6400	70	200	150	8300	2400	440	1.4	99	90	-20.3	3.3
HDB-11	800.73-801.00	Wakkanai F.	8.1	2700	6600	34	210	130	9500	830	480	2	100	99	-24.0	3.5
HDB-11	852.80-853.00	Wakkanai F.	8.7	2500	5600	20	71	100	8300	140	790	18	110	160	-29.0	1.7
HDB-11	871.00-871.60	Wakkanai F.	8.3	-	6624	65.8	244	117	10838	22.9	1270	155	80	228	-	-
HDB-11	901.30-901.70	Wakkanai F.	8.6	2600	5900	20	58	120	8500	150	730	13	110	150	-28.5	2.3
HDB-11	950.00-950.20	Wakkanai F.	8.0	2700	6200	37	150	100	8700	740	800	3.7	120	160	-24.9	2.0
HDB-11	994.00-994.35	Wakkanai F.	8.6	3000	6900	20	100	110	9800	550	590	11	110	120	-27.6	2.9

4.3.4 地球化学モデルの構築及び地球化学解析

(1) 地下水水質の空間分布

各調査段階で取得したデータを利用して地下水水質の空間分布を推定した (Fig.4.3.4-1)。推定には Tecplot ver.10 が有する逆距離加重法をにより行った。これらの結果から、大曲断層の東側の領域では西側と比較すると深い深度まで溶存成分濃度が低い地下水が分布し、西側の領域では、溶存成分濃度が高い地下水が浅部付近まで分布していることがわかった。この結果は、地上物理探査 (電気探査) により推定される比抵抗分布と良く一致している (4.1 参照)。比抵抗分布は地下水の塩分濃度の分布を表していると考えられる¹¹⁴⁾ことから、地下水水質の空間分布の推定結果は、おおむね研究所設置地区周辺の水質分布を表していると考えられる。

また、データ取得、モデル化を繰り返し行うこと、同一の場を複数の手法により調査することにより、調査結果やモデル化結果の信頼性を向上させる上で有効であると考えられる。

(2) M3 (Multivariate, Mixing, and Mass-balance) 手法による解析

i) M3 手法の概要

幌延地域の現在の地下水水質は、河川水、化石海水など複数の異なる起源の水の混合により形成されている可能性がある。M3 手法^{115),116)}多変量解析の手法を用いて、異なる起源を有する水質タイプ (リファレンスウォーター) を特定するとともに、リファレンスウォーターの混合率を計算するものである。また、完全混合による計算成分濃度と実測成分濃度との差 (マスバランス計算) から、水-岩石反応などの化学反応による生成/損失量を推定することができる。M3 手法は次の 3 つのステップからなる^{115),116)}。

・ステップ 1: 主成分分析

主成分分析プロットにより、各水質データの分布を視覚的に表示するとともに、当該地域におけるリファレンスウォーター (水質の端成分) を抽出する。一般には、主要化学成分 (塩化物イオン、硫酸イオン、炭酸水素イオン、ナトリウムイオン、カルシウムイオン、マグネシウムイオンなど) を対象とするが、重水素、酸素-18、トリチウムなどの同位体成分も用いられる。主成分分析では、説明変量 (化学成分濃度) に重みを乗じた 1 次式により主成分を計算する。主成分分析図上の多角形の内側にプロットされる水質データについては、リファレンスウォーターの混合と化学反応により説明が可能である。

・ステップ 2: 混合率計算

各水質データにおけるリファレンスウォーターの混合率を計算する。混合率は、主成分分析図上における、水質データからリファレンスウォーターまでの距離比から求められる。二次元平面の場合 (第 2 主成分まで用いる場合)、最大で三つのリファレンスウォーターの混合比率を求めることができる。

・ステップ 3: マスバランス計算

上記の混合率を用いた計算値が実測値と一致すれば、その成分は完全混合モデルにより説明できることになる。計算値と実測値の差異は、不確実性による誤差のほか、化学反応による生成/損失により説明できる場合がある。

ii) 解析結果

・対象データ

地下水 (ボーリング孔からの揚水、コアから抽出した間隙水)、河川水、海水の水質データのうち、主要化学成分 6 成分 (ナトリウムイオン、カリウムイオン、マグネシウムイオン、カルシウムイオン、塩化物イオン、硫酸イオン) のデータが取得されているものを対象とした。しかし、コアから抽出した間隙水水質データを使用して主成分分析を行った場合、前述の硫酸イオン濃度

が主成分となる誤った解析結果となる可能性がある。そこで今回の解析では、ボーリング孔から揚水した試料の水質データを利用することとした。

- ・主成分分析

主成分分析図を Fig. 4.3.4-2 に示す。全てのデータが二つの端成分(河川水、深部地下水:HDB-3 孔 160.5～200.45m) を結ぶ直線上にプロットされた。また、海水を端成分とする必要がないこともわかった。

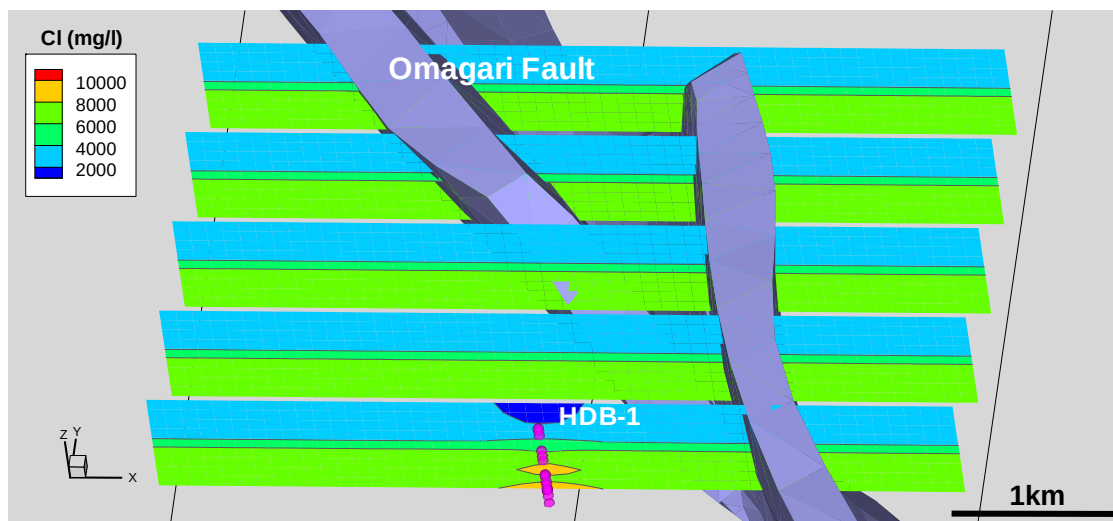
- ・混合率計算

Fig. 4.3.4-2 に示す解析結果から算出される混合率の分布を Fig. 4.3.4-3 に示す。

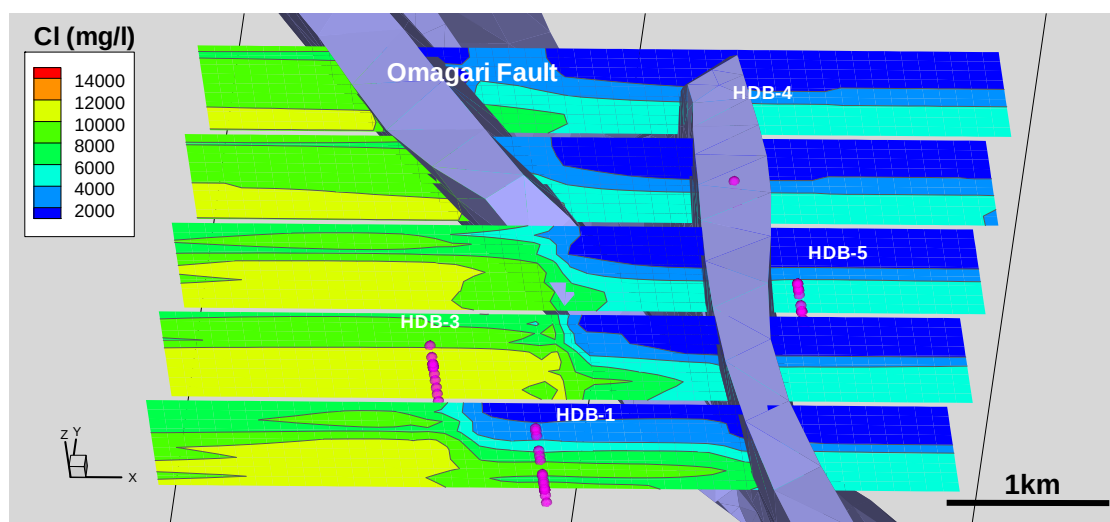
- ・マスバランス計算

上述の二つの端成分の混合を仮定し、算出された混合率から推定される化学成分濃度と実測値の比較を行った (Fig. 4.3.4-4)。反応性元素のうちナトリウムイオンは、推定値より実測値が大きい結果である。このことは、水-岩石反応によりナトリウムイオンが付加されていることを示している。

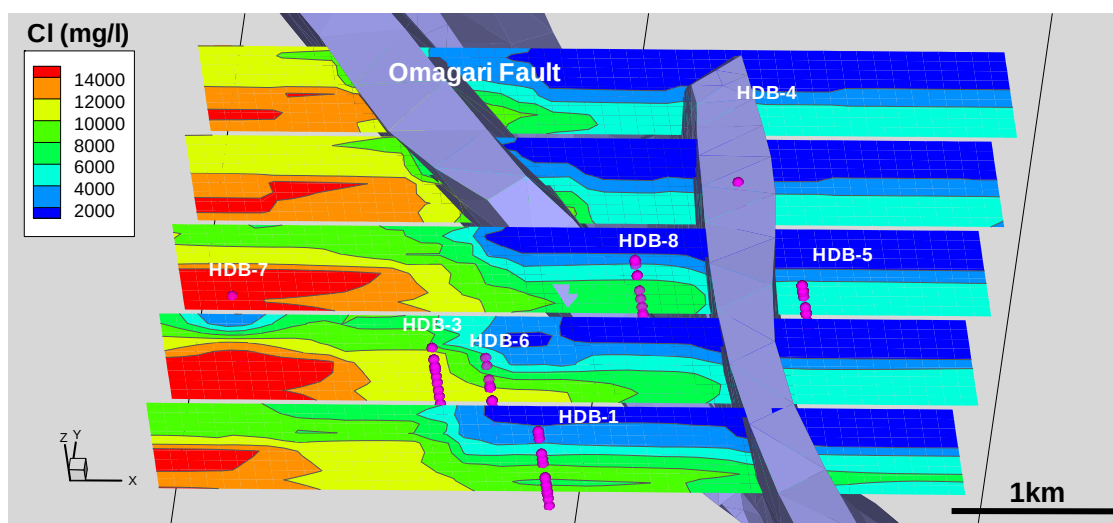
以上述べてきた現場調査・室内分析及び解析により、研究所設置地区周辺での地下水の地球化学特性の分布や地下水水質形成プロセスを把握することができたと考えられる。すなわち、本調査研究において適用した調査手法・解析手法が目的を果たすために有効であったと考えられる。



(a) HDB-1



(b) HDB-1, 3, 4, 5



(c) HDB-1, 3, 4, 5, 6, 7, 8

Fig. 4.3.4-1 Estimated distribution of groundwater chemistry

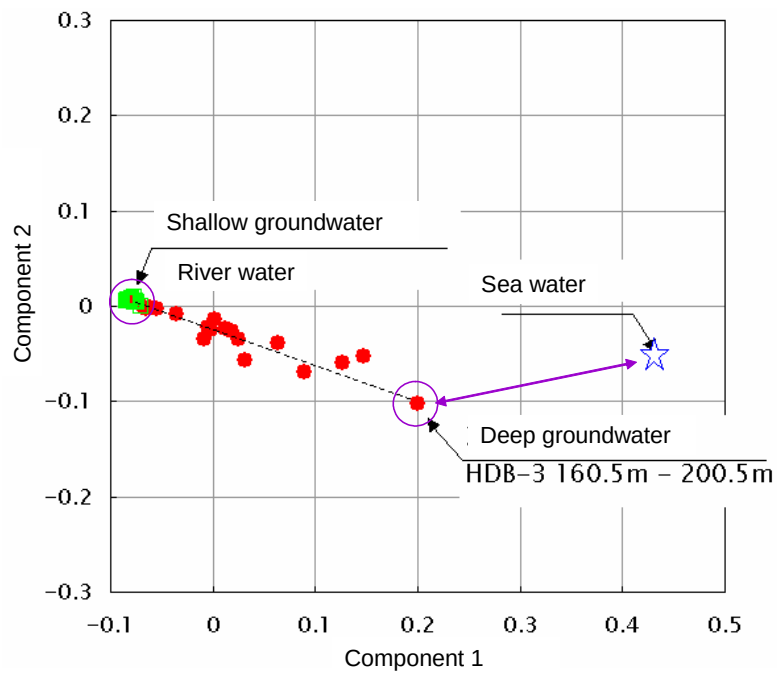


Fig. 4.3.4-2 Result from principal component analysis

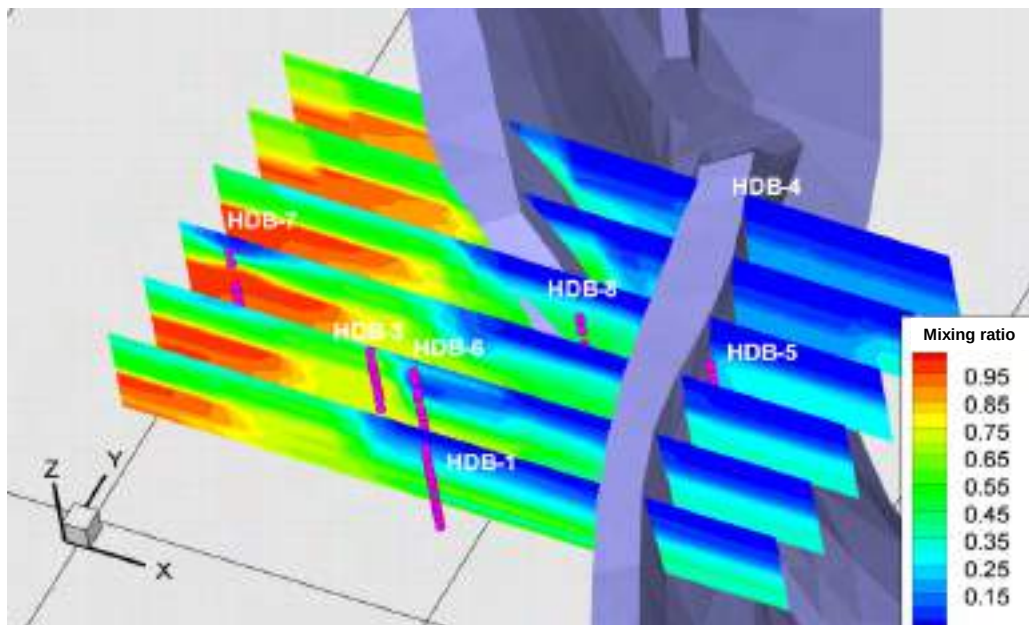


Fig. 4.3.4-3 Estimated mixing ratio of deep groundwater

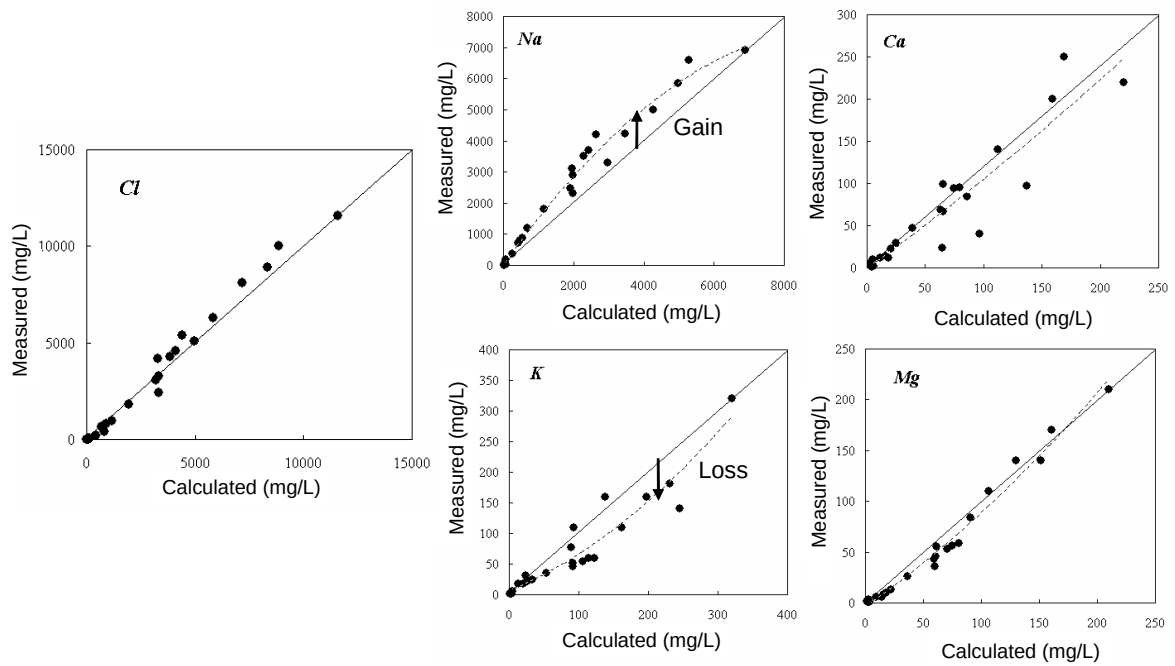


Fig. 4.3.4-4 Result from mass balance calculation

4.4 岩盤力学に関する調査研究

幌延深地層研究計画は、既往の文献調査及び地上からの調査によって、幌延町全域より、研究所設置地区及び研究所用地を選定し、地下施設の建設を伴う調査研究を進める計画である。これは処分事業の進め方と比較した場合、概要調査～精密調査前半程度までの範囲に対応するものとなる。したがって、本調査研究の最終目標は、地上からの調査により対象地点の岩盤力学的な環境を把握し、地下構造物の建設による周辺岩盤への影響を評価する手法を体系的に示すことである。このためには、以降に述べる地上からの調査研究段階（第1段階）で適用した調査手法及びその結果に基づくモデル化・解析の妥当性を検討する必要がある、それは坑道掘削時の調査研究段階の実施によって初めて可能となる。本節では、地上からの調査研究段階において適用した調査の考え方と手法及びそれに基づくモデル化・解析評価の方法論を概説する。

4.4.1 調査研究の目標

本調査の目標は、

- ・研究所設置地区及び研究所設置場所選定のための地表～地下深部にいたる岩盤力学特性の把握
 - ・地下施設の設計に必要なデータの取得
 - ・地下施設建設によって生じる周辺岩盤への力学的影響の予測
- の3点に集約される。

4.4.2 幌延町全域を対象とした調査研究段階

(1) 既存情報の整理

一般に、地質環境は、程度の差はあれ調査場所ごとに固有の特徴を有している。このため、地質環境を把握するための調査には定型のものではなく、場の概念の構築→構築した概念に基づく調査計画の策定・調査の実施→結果の評価を繰り返し、場の理解を深めることが調査研究の基本的な進め方となる。これを踏まえつつ、本調査段階では、既存情報などに基づき 4.4.1 で示した目標を達成するために必要な調査計画の検討を実施した。

3.1.1 に示した研究所設置場所に求められた地層分布の要件から、研究対象地層は新第三紀堆積岩であり、その形成過程(4.1.2(3) 2)参照)を考慮すると、ほぼ同一の物性を有する岩盤が水平方向に連続的に分布するような地質構造が想定された。一方、動力炉・核燃料開発事業団（現、原子力機構）が幌延町内で実施した深層ボーリング調査（D-1 孔；掘削深度 1,350m）における室内力学試験結果⁵⁶⁾から、声問層は力学的に脆弱な泥質岩であることが推測されていた。

上記を踏まえ、岩盤の力学的物性とその特徴に関する最初概念を、以下のように仮定した。

- ・新第三紀堆積岩層を構成する岩盤は、多孔質な連続体であり、比較的均質な物性を有し、水平方向への広がり大きい。岩石強度は工学的に軟岩として区分される程度のものである。
- ・岩盤が軟質であるため、地殻変動により形成された割れ目も開口しにくく、その規模も結晶質岩と比べ小さい。このため、割れ目を含む原位置岩盤の物性と岩石物性の差は相対的に小さい。
- ・泥質岩は一般に膨潤性の粘土鉱物を含むため、それによる掘削時の岩盤の押し出しなどが実施工上懸念される。また、スレーキングなどで坑道周辺岩盤の物性の劣化も生じる可能性がある。

これらの場の概念を念頭におきつつ、研究所用地選定までのプロセス（幌延町全域を対象とした調査研究段階、研究所設置地区及びその周辺における調査研究段階）も考慮し、下記のような調査計画の基本的考え方を設定した。

- ①地質構造と物性の対比が可能な形でデータを取得し、それらの関連を明確にする。これは、岩盤が比較的軟質・均質であり、かつ割れ目が原位置岩盤の力学的物性に与える影響が小さければ、岩盤物性はほぼ岩石コアの室内試験で得られる物性と同等であると考えることができ、か

- つ少ないデータで広範囲に連続する岩盤の力学物性を評価することが可能となるためである。
- ②本地域の岩盤は褶曲などの影響を受け上下方向に複雑に変形していることから、深度方向には岩盤物性の不均質性が存在する可能性がある。そのため、目標達成に必要な最小スケールでの物性評価が可能な頻度でデータを取得する。
- ③地上からの調査研究段階における研究所用地選定までのプロジェクトの進め方を考慮し、それぞれの選定段階において必要とされるデータを個別に吟味しつつ調査計画を策定する。
- ④調査開始～調査・結果の評価～次年度計画策定が1年間という非常に短いサイクルで進むため、基本的な調査研究の進め方は、場の概念の構築→構築した概念に基づく調査計画の策定・調査の実施→概念の妥当性確認・更新という定性的な評価サイクルとし、最終的な坑道掘削による力学的影響予測段階までにモデルの定量化を図ることとする。

具体的には、①では、物理検層などの地表付近～地下深部まで連続的に取得されたデータと、室内試験などで得られた物理・力学物性のポイントデータ及び地質構造を比較する方法を用いた。さらに、本調査研究の目標を達成するための、モデル化/解析で対象となるスケールは、岩盤の水理などの他分野に比べ小さい。力学的な影響評価の観点からは、掘削する地下構造物の坑道径がスケールを決定する目安となる。②については、調査開始時点では、第2次とりまとめ¹¹⁷⁾の軟岩系岩盤を対象とした処分場の坑道径(5m)を考慮し、50m程度のスケールを調査の最小単位とし、そのスケールで1箇所以上の物性データを取得することとした。③に関しては、研究所設置地区及びその周辺における調査研究段階の研究所用地選定前は、研究所設置地区内の三次元的な力学的特徴の把握を重視したデータ取得・評価を行い、研究所用地選定後は地下施設の設計から要求されるデータ取得を中心とする調査計画とした。④では、単年度で概念モデルの妥当性の検討までを終了するため、研究対象岩盤の力学的な特性を反映しつつも迅速にデータが得られる三軸圧縮試験以外の室内試験と物理検層データ(密度など)を主体とした評価を実施した。

地下施設設計及び坑道掘削時の影響予測という観点からは、掘削時の周辺岩盤の力学的挙動の評価が必要となる。この評価には、岩盤物性に加え初期応力状態の把握が必要不可欠である。本調査研究では、岩盤物性と同様岩盤内の割れ目が応力場に及ぼす影響は小さいと想定されることと、調査対象岩盤が深度数100mまでの範囲まで軟岩であり、ボーリング調査における孔壁保持のためのケーシング設置が不可避であることを考慮し、応力の深度変化と主応力比の情報を把握できる最小限の測定を実施することとした。

なお、地層処分研究の観点からは、人工バリアシステムに及ぼす周辺岩盤の長期挙動特性が必要になるため、これに関連するデータも取得する必要がある。長期挙動特性に関しては、規格化された方法はないため、いくつかの室内試験手法(三軸クリープ試験、一軸クリープ試験、ひずみ速度を変化させた一軸圧縮試験)を適用し、岩盤の長期挙動の特徴を検討することとした。

(2) 研究所設置地区選定前の調査

研究所設置地区選定のため、掘削深度720mのボーリング孔(HDB-1, 2孔)を掘削し岩盤力学に関する調査研究を実施した。具体的には、4.4.2に示した基本的考え方に従いつつ、研究所設置地区及びその周辺に分布する新第三紀堆積岩の物理・力学物性を広範に評価すると同時に、国内に分布する他地点の新第三紀堆積岩の物理・力学物性との比較を可能とするため、物理・力学物性データを取得するための室内試験手法は、ISRM指針やJIS規格に準拠する国内外で標準化された方法で実施した。具体的な試験項目は、密度、単位体積重量、有効空隙率、弾性波速度、一軸圧縮試験、三軸圧縮試験、圧裂引張試験であり、一般に堆積軟岩が示す工学的特徴(拘束圧依存性や堆積構造に起因する異方性)¹¹⁸⁾を評価できるように計画した。さらに、前述した岩石の膨潤特性やスレーキング特性を調べるための室内試験も標準的な手法を用いて別途実施した。

初期応力に関しては、現状では信頼性が高い原位置測定を基本とするものの、孔壁崩壊などにより原位置試験が不可能になることも想定し、JAEA が堆積軟岩を対象として実施したコアを用いた初期応力測定手法も同時に試行し、その適用性を検討した。原位置測定手法としては、鉛直下向きの深層ボーリング孔であり常時孔内水で満たされた状態であることと、鉛直下向き方向は既往の測定事例などから一つの主応力方向として仮定できる¹¹⁹⁾ことを考慮し、水圧破碎法を適用した。また、コアを用いた応力測定手法として、原子力機構東濃地科学センターにて研究が進められてきた AE 法を適用した。

Fig. 4.4.2-1 に HDB-1, 2 孔における物理物性・力学物性の深度分布を示す。HDB-1 孔では、深度の増加に従って、物理物性（密度、有効空隙率など）・力学物性（静弾性係数、一軸圧縮強度、圧裂引張強度）は増加する傾向を示すが、HDB-2 孔はそのような単調な増加傾向ではない。声問層に関する力学物性値は、静弾性係数 (E50) が 0.38~1.03GPa、一軸圧縮強度が 1.44~9.80MPa、静ポアソン比が 0.220~0.467、稚内層では、静弾性係数 (E50) が 1.41~6.35GPa、一軸圧縮強度が 8.9~34.9MPa、静ポアソン比が 0.168~0.337 となっており、工学的には、堆積軟岩として区分される岩石が深度 700m 程度までの範囲に分布することがわかった。圧裂引張強度は、声問層・稚内層とも一軸圧縮強度の 1/10 程度の値を示した。Fig. 4.4.2-2 は、第 2 次とりまとめで示された国内に分布する新第三紀堆積岩（泥質岩、凝灰岩）の物理・力学物性¹²⁰⁾と HDB-1, 2 孔で得られた物性値を比較したものである。HDB-1, 2 孔地点付近の岩盤の物理・力学物性値は、有効空隙率を除き、国内に分布する新第三紀の泥質岩・凝灰岩のそれが示す分布範囲内に収まっており最頻値も同じ程度の値を示す。有効空隙率は、その分布範囲内にはあるが、声問層が 52.2~65.2%、稚内層が 34.9~51.9%とかなり大きい値を示した。

Fig. 4.4.2-3 は、物理検層で取得した岩盤の見かけ密度及び弾性波速度と、岩石コアで測定したそれらの値を比較したものである。また、Fig. 4.4.2-4 は、原子力機構が岐阜県正馬様にて実施した結晶質岩におけるボーリング調査で得られた弾性波速度の比較結果¹²¹⁾を示したものである。Fig. 4.4.2-4 より、結晶質岩では検層によって得られた密度や弾性波速度は、コアのそれよりも小さい値を示しているが、幌延で対象としている声問層・稚内層における同種の結果では、検層結果とコアで測定した結果は良く一致している。また、検層で見られた密度や速度の局所的な変化も、結晶質岩に比べ小さい。これは、形成される割れ目の規模が大きく割れ目面の剛性も高いために変位が生じると開口しやすい結晶質岩と、割れ目の規模が小さくかつ開口しにくい堆積軟岩の違いが測定結果に現れたものと解釈される。

これらの結果から、調査前に想定した場の概念のうち、多孔質な連続体、工学的には軟岩であり原位置岩盤中の割れ目がその力学物性に及ぼす影響は小さいという想定はおおむね妥当と判断した。

また、調査前の想定に反し、HDB-1, 2 孔の地表付近から深度 700m 程度までの範囲に分布する岩石は、ほとんど膨潤せずかつスレーキング耐性も非常に高かった¹²²⁾。すなわち、声問層と稚内層はいずれもスメクタイトを少量含むが、その影響は特に認められなかった。このため、少なくとも HDB-1, 2 孔地点付近の岩盤に関して、坑道掘削時の岩盤の押し出しや短時間の乾湿繰り返しによる岩盤物性の劣化が生じる可能性はかなり低いと考えた。

Fig. 4.4.2-5 に、初期応力測定結果を示す。HDB-1, 2 孔は当初 3 深度で初期応力測定を実施する予定であったが、適用した応力測定システムが泥水中の測定に対応していなかったことと、装置の抑留が頻発したため、2 深度のみ測定を実施した。ただし、HDB-1 孔では深度 400m 程度より連続的に、HDB-2 孔では局部的にボアホールブレイクアウト現象が生じていたため、この現象を利用して初期応力値及び水平面内主応力方向の推定を試みた。

測定点数は少ないものの、ボアホールブレイクアウト現象からの推定結果も考慮すると、少な

くとも HDB-1 孔地点の岩盤では、水平面内最大主応力方向が深度 300m より深い所から 700m 程度の深度までほぼ東西方向で一定していることが推測された。この方向は、地震動の解析結果から求められる水平最大圧縮ひずみの方向¹²³⁾と整合している。また、主応力値は、水平面内最小主応力と推定土被り圧がほぼ等しく、最大主応力値はその 1.2~1.3 倍程度の値であることが推定された。HDB-2 孔地点の岩盤では、主応力値の深度分布傾向は HDB-1 孔とほぼ同様であったものの、水平面内主応力方向は深度方向に一定ではない可能性があることがわかった。一つの理由として、HDB-2 孔は大曲断層推定地表位置に近接しているため、断層活動によって生じた応力変動が残存している場所に掘削した可能性がある。

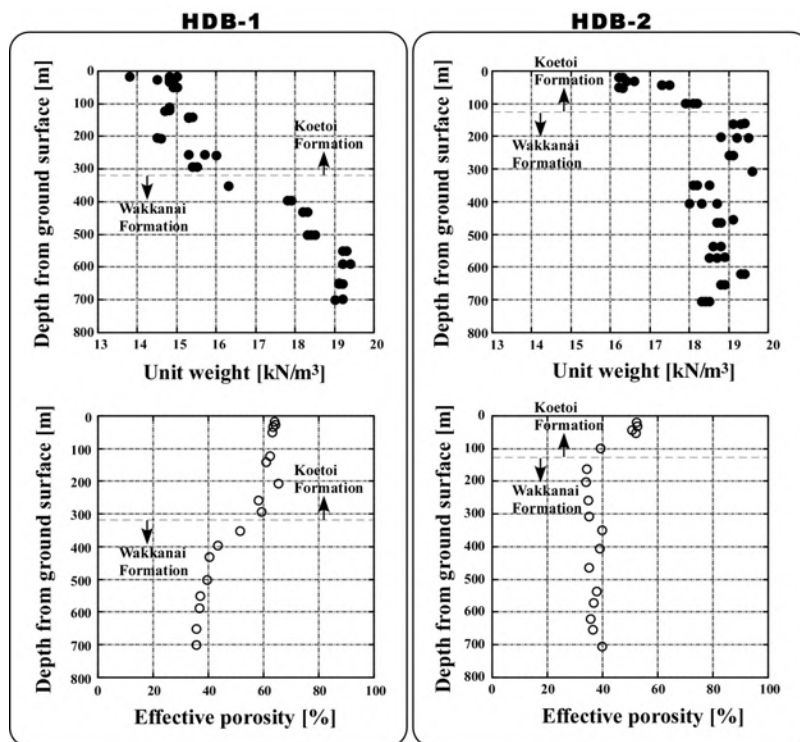


Fig. 4.4.2-1 Distributions of the physical properties of the rock in HDB-1 and HDB-2

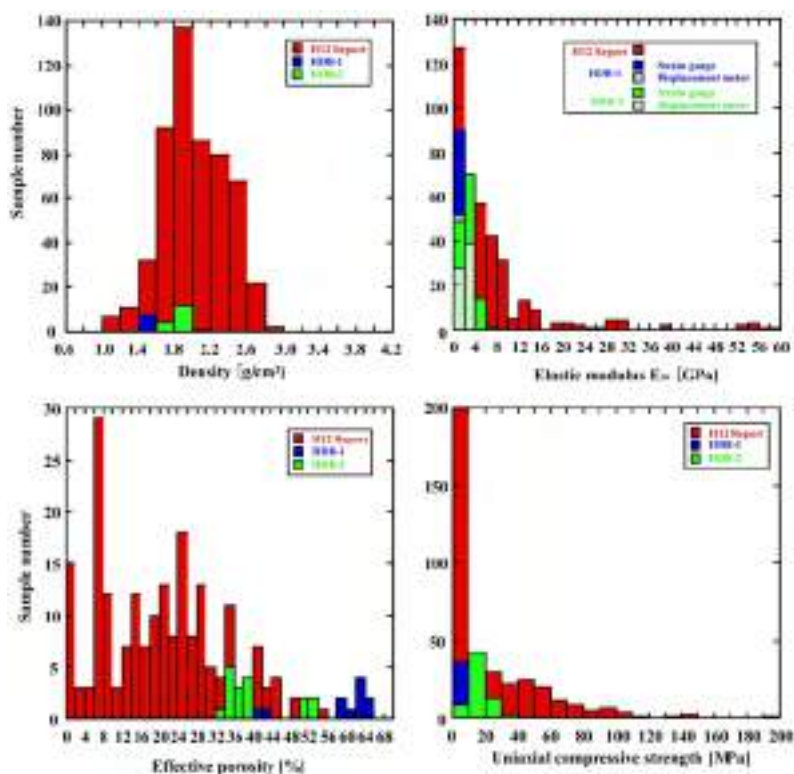


Fig. 4.4.2-2 Comparison of the rock properties in HDB-1, HDB-2 and Neocene sedimentary rock distributed in Japan

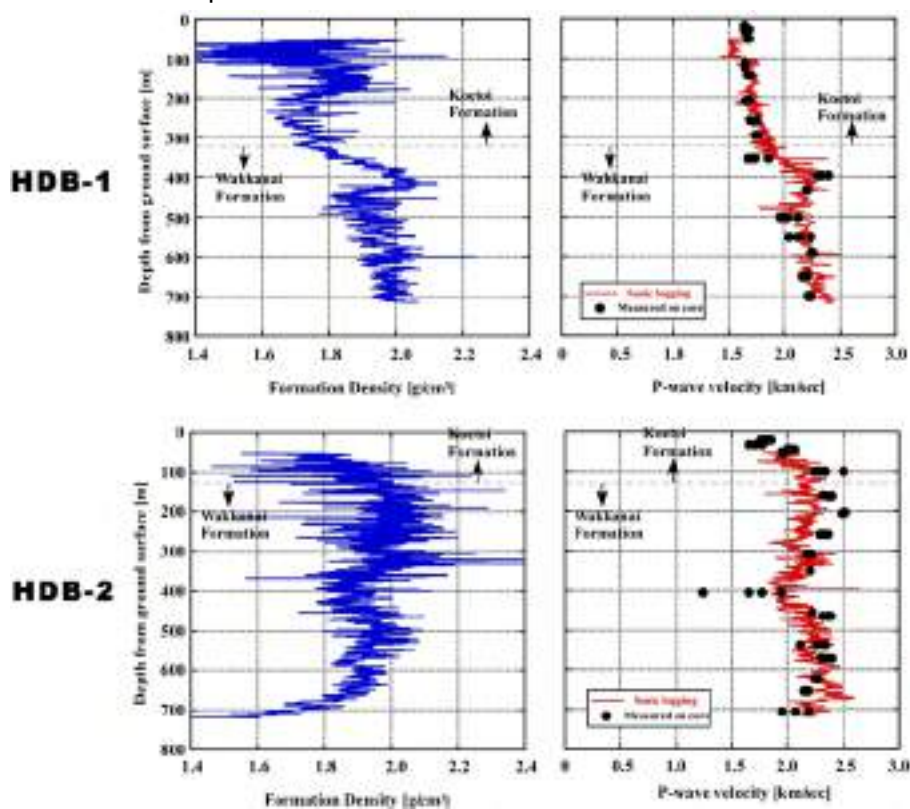


Fig. 4.4.2-3 Comparison of the P-wave velocities on core and in-situ rock mass for sedimentary rock in Horonobe

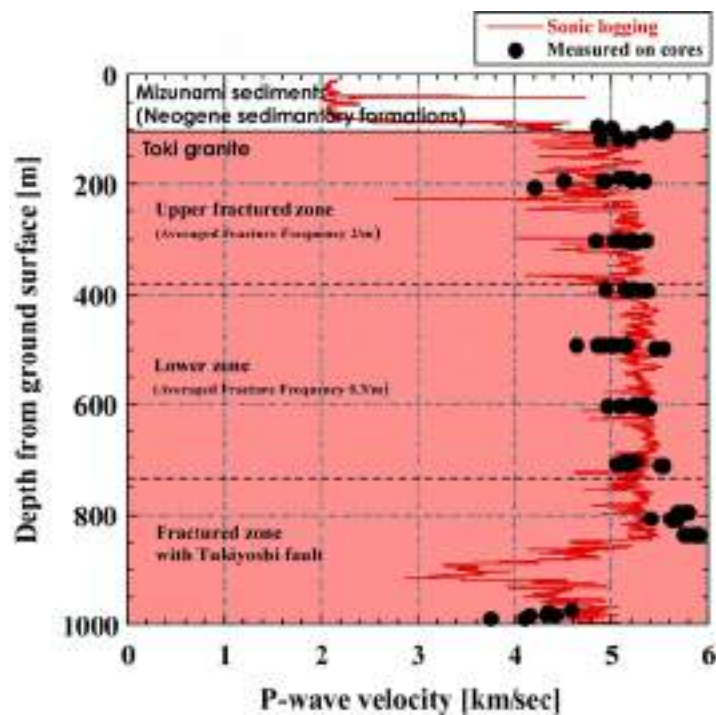


Fig. 4.4.2-4 Comparison of the P-wave velocities on core and in-situ rock mass for crystalline rock

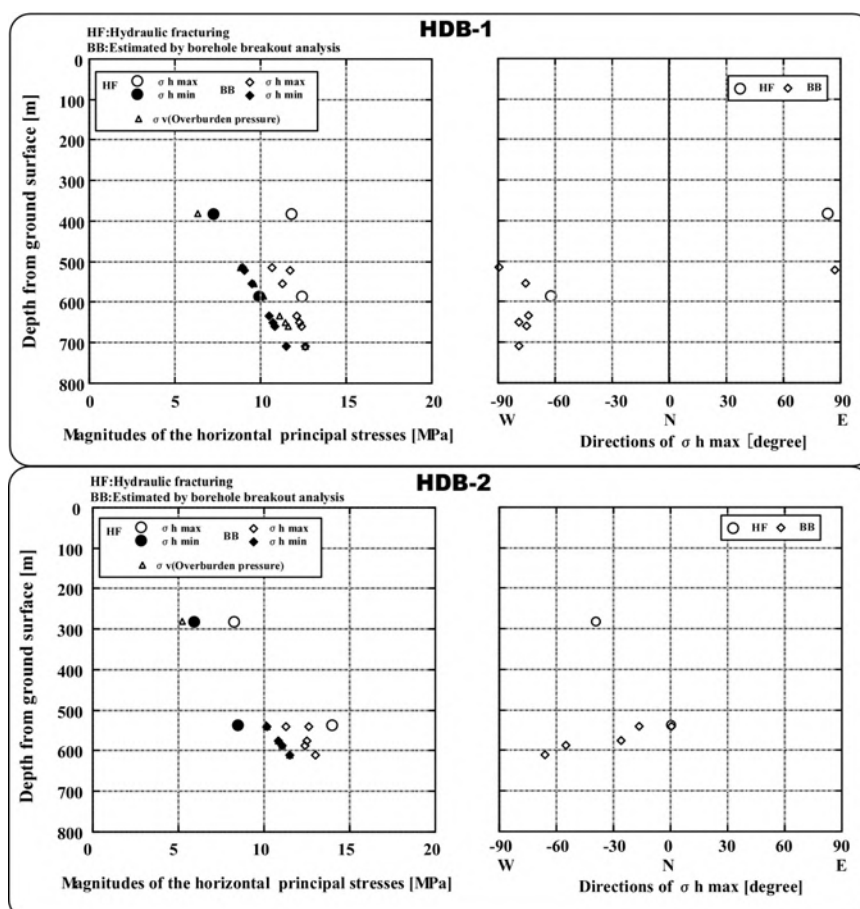


Fig. 4.4.2-5 Measured and estimated maximum and minimum horizontal principal stresses and its directions with depth

4.4.3 研究所設置地区及びその周辺における調査研究段階

(1) 研究所用地選定前の調査

Fig. 4.4.3-1 に選定した研究所設置地区において実施した HDB-3, 4, 5 孔のボーリング調査時の物理検層結果と室内試験結果を示す。HDB-3 孔は研究所設置地区内の大曲断層推定位置の西側に、HDB-4, 5 孔は東側に位置し、断層の東西領域における地質環境の把握を目的としていたことと、HDB-1, 2 孔の調査結果から想定された研究所設置地区で出現する地層（声問層、稚内層：付録 5 参照）に対して水圧破碎法以外の調査手法の適用性が確認されたことから、HDB-1 孔における調査結果との比較のため同一の調査手法及び項目を設定した。

Fig. 4.4.3-1 から、各孔付近の岩盤は、地区選定前に掘削していた HDB-1 孔地点のボーリング調査時の結果と同様の傾向、すなわち深度が深くなるにつれ各物性値が増加すること、物理検層結果と室内試験結果はほぼ一致すること、急激に物性が変化する領域が認められること、などの点で共通した特徴を持っていることが明らかになった。また、物性分布の観点から見ると、調査対象となっている研究所設置地区及びその周辺に分布する岩盤は、深度 700m 程度までの範囲で、大きく三つのゾーンに区分できる可能性があることがわかった。これら三つのゾーンの区分は岩質に起因するものであり、上位から珪藻質泥岩、珪藻質泥岩と珪質泥岩の遷移部、及び珪質泥岩部にそれぞれ対応する。

上記を踏まえ、HDB-1 孔における調査結果を基準として他の孔の物理検層や室内試験結果を比較したものが Fig. 4.4.3-2 である。この図より、物性の深度分布は、各ボーリング地点で地質構造に起因する深度差はあるが、その差を補正することで研究所設置地区内に分布する深度 700m 程度までの岩盤の物性を統一的に説明可能となること、大曲断層に平行な方向での岩盤物性分布の鉛直方向の深度差（HDB-1, 3 孔と HDB-4, 5 孔）は、直交方向のそれに比べ小さいことがわかった。すなわち、地質構造を考慮することによって、岩盤の三次元的な物性分布を推定することが可能と言える。

Fig. 4.4.3-3 は、各孔で実施した初期応力測定結果である。なお、HDB-3, 4, 5 孔の調査から、泥水中での調査が可能であり、かつ装置の抑留の可能性が低い水圧破碎法による応力測定システムを使用した。なお、断層東西での応力状態の比較を行うため、測定深度は、HDB-1 孔で実施した応力測定深度とほぼ同一深度で行うこととした。各孔で測定した水平面内最大・最小主応力値を比較すると、断層西側に位置する HDB-1, 3 孔の方が、HDB-4, 5 孔よりも若干大きい値を示した。最大主応力方向は、断層の東西を問わずほぼ東西方向であった。この理由は、東西方向に水平最大主応力軸を持つ広域応力場の影響と推定される。

(2) 研究所用地選定後の調査

研究所用地選定後に実施した HDB-6, 7, 8 孔の調査では、研究所用地に最も近い HDB-6 孔において、地下施設設計に必要なデータを取得する目的で各種試験を集中的に実施した。具体的には、地下施設設計の実施にあたり確認項目と判断された原位置岩盤の力学挙動に及ぼす割れ目の影響を把握するための原位置孔内载荷試験を実施するとともに、三軸圧縮試験と初期応力測定点数を増加した。孔内载荷試験は、深度 500m 程度までの測定を実施可能な装置が国内に存在しなかったため、スイス Solexperts 社製の等圧载荷型の試験装置¹²⁴⁾を適用した。HDB-7, 8 孔の地点は、研究所用地から十分離れており、地下施設の設計及び掘削影響評価の観点からの調査試験の必要性はなかったが、地質構造の解釈のための補足的なデータ取得を目的とした最低限の室内試験を実施した。これは、声問層と稚内層の区別、すなわち珪藻質泥岩と珪質泥岩の区別が肉眼観察からだけでは判断しにくい点による。なお、研究所用地選定後の室内試験手法と試験項目は、選定前のデータとの比較のため同一とした。

Fig. 4.4.3-4 に、HDB-6 孔と HDB-1～5 孔までの物理検層結果及び室内試験で得られた各種物性値の比較を示す。図より HDB-6 孔付近の岩盤の各種物性の値やその深度変化は、HDB-1～5 孔までの調査で得られたそれとほぼ同一であることがわかる。また、Fig. 4.4.3-5 に示す孔内載荷試験の結果では、稚内層の割れ目のない箇所、原位置岩盤の剛性は低応力レベルでは室内の一軸圧縮試験で得られる無拘束圧下での静弾性係数にほぼ対応し、応力レベルの増加に伴い速度検層から求められる動弾性係数、すなわち拘束圧下での岩盤の微小変形に対応する剛性に近づいている。これらのことから、稚内層では、割れ目のない箇所、原位置岩盤の剛性は、一軸圧縮試験や物理検層結果から推定することが可能であるといえる。割れ目のある箇所についても、稚内層では割れ目の影響による剛性低下は認められない。以上の結果から、稚内層では原位置岩盤の剛性に及ぼす割れ目の影響も小さいと考えられる。声間層では、速度検層結果から評価される動弾性係数が孔内載荷試験や室内試験で得られるそれに比べ大きくなっており、割れ目の有無により原位置岩盤の剛性に差が見られる。前者については、速度検層結果から評価される弾性波速度のうち S 波速度が室内試験より大きいことに起因している。この原因は、現時点では明らかになっていない。後者については、4.1.4 に述べた褶曲構造に伴って分布する小断層帯の形成に伴い発生した潜在的な割れ目の影響などにより、孔内載荷試験位置周辺の岩盤が破壊に近い状態になっていた可能性が考えられる。

HDB-8 孔は、大曲断層推定位置の近傍に掘削したボーリング孔であり、当初大曲断層と交差することも想定された。しかし、コア観察によれば、同孔で大曲断層に該当するような破碎帯は認められておらず、物性値の深度分布も、断層に起因するようなギャップや繰り返しが認められないことから、断層とは交差していないと考えられる (Fig. 4.4.3-4)。HDB-7 孔は、主として勇知層の砂岩を掘削しており、その物性値やその深度分布は、他のボーリング孔近傍の岩盤とは異なった特徴を示した。具体的には、物性値の深度変化はほとんどなく、密度は大きいのが力学特性は声間層よりも小さい。HDB-7 孔の深度 400m 以深は、遷移的に勇知層から声間層に変化するような領域が見られた。このことは、勇知層が声間層に整合に累重することと調和的である (Fig. 4.4.3-6)。

大曲断層西側に位置する HDB-1, 3, 6 孔で実施した初期応力測定結果を Fig. 4.4.3-7 に示す。HDB-6 孔では、それ以前のボーリング調査で得られていなかった声間層中の初期応力も測定した。この図から、大曲断層西側に位置する岩盤中の水平面内最大主応力方向は、地表付近から深度 700m 程度までほぼ東西方向であることがわかる。また、水平面内最小主応力値はおおむね推定土被り圧に等しく、最大主応力値はその 1.5 倍の範囲内に分布している。なお、声間層中のデータは少ないものの、測定した水平面内の応力状態は、稚内層中のそれよりも等方的である可能性がある。これは、岩盤剛性が声間層と稚内層の岩質の違いによって大きく異なることが一つの要因と思われる。

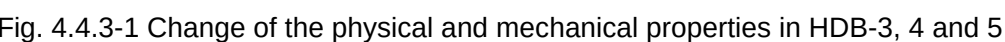
第 1 段階の最終のボーリング調査であった HDB-9, 10, 11 孔では、それらの位置が研究所設置地区境界付近であったことから、HDB-7, 8 孔と同様、地質構造の評価の補助的なデータとしての最小限の室内物性試験を行うとともに、岩盤力学モデルの構築に必要なデータを得るための等方圧密試験を実施した。

Fig. 4.4.3-8 に、大曲断層西側領域に掘削した HDB-11 孔と HDB-1, 3, 6 孔の物理検層結果及び室内試験結果の比較を示す。深度 1,000m 程度までの範囲で、これまで得られていた結果と同様の傾向、すなわち岩盤の物性の観点からは、三つの異なる物性分布を有するゾーンに区分できることが確認された。等方圧密試験の結果では、稚内層では 40MPa (作用している初期応力の 3 倍程度) という高压でも等方圧縮による降伏現象は見られなかった。したがって、稚内層の岩盤を対象としたモデル化・解析は、モール・クーロン型の降伏基準が適用可能と判断した。一方、

声問層の岩石は、10MPa 程度の等方圧で塑性化することがわかった。

HDB-9, 10 孔の調査結果についても同様の比較を行った所、一部 HDB-1, 3, 6, 11 孔の傾向と異なる点が認められた。具体的には、Fig. 4.4.3-9 に示すように、HDB-9 孔の物性分布は、HDB-2 孔と類似していると思われる。この要因としては、HDB-2 孔と HDB-9 孔が大曲断層の地表推定位置に比較的近いため、断層活動によって生じた大規模な変形（鉛直方向への変位など）による岩盤への影響が直接現れている可能性が考えられる。また、HDB-10 孔の浅部の物性変化は、HDB-7 孔の最深部に近い勇知層と声問層が遷移的に変化している部分に類似する（Fig. 4.4.3-9）。

Fig. 4.4.3-10 に HDB-11 孔と HDB-1, 3, 6 孔で実施した初期応力測定結果を併記して示す。今回の初期応力測定は、データが少ない急激に物性が変化するゾーン 2 と堆積軟岩として実測データがほとんどない深度 500m 以深のデータ取得を目的として追加実施した。測定の結果、深度方向に線形的に変化する傾向は既存の測定結果と同一であったが、深度 500m 以深の水平面内最大・最小主応力と推定土被り圧との関係が従来の結果と異なる傾向を示した。具体的には、推定土被り圧が最大・最小主応力よりも大きな値を示し、いわゆる正断層型の応力環境となっている。一方、最大主応力方向は、従来の結果と同様に地表付近から深度 1,000m 程度の範囲までほぼ東西方向で一定している結果が得られた。HDB-11 孔では、HDB-1, 3, 6 孔と同様に深度 300m より深い領域でボアホールブレイクアウト現象が生じていることが確認され、これから推定される最大主応力方向もほぼ東西となっている。推定土被り圧と最大・最小主応力の関係が深度 500m 付近で変化した要因は現時点では明らかではない。なお、HDB-9 孔でも初期応力測定を実施したが、従来の測定結果の傾向と変わらない結果であったため、研究所設置地区及びその周辺においては、大曲断層の存在によって断層周辺の岩盤中の初期応力場が変化している可能性は小さいと思われる。さらに、本調査で得られた研究所設置地区及びその周辺の初期応力状態は、国内の同程度の密度の岩盤で測定された結果¹²⁵⁾と比較して、大きな違いはないことがわかった（Fig. 4.4.3-11）。



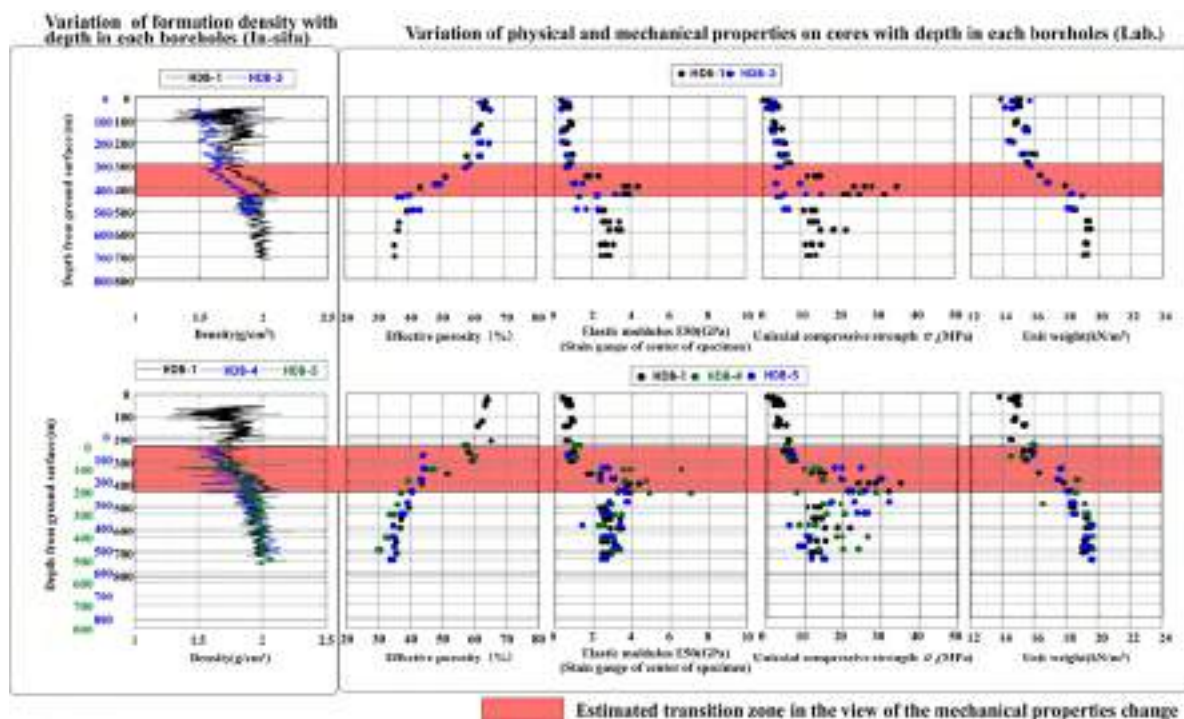


Fig. 4.4.3-2 Comparison of the properties distributions in HDB-1, 3, 4 and 5

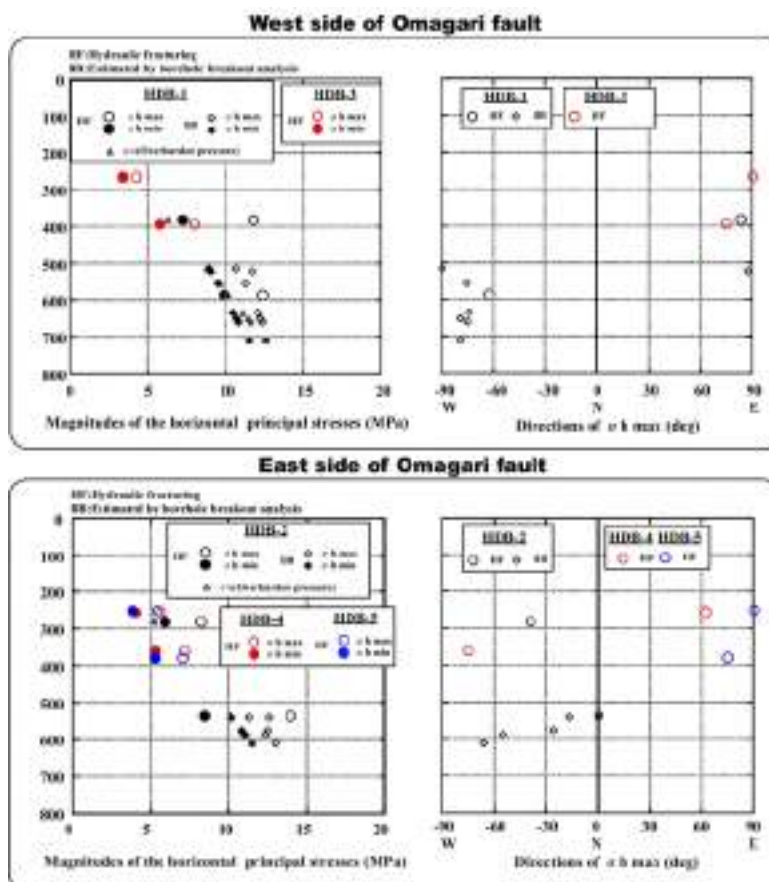


Fig. 4.4.3-3 Results of the measured and estimated principal stresses and its directions in HDB-1, 2, 3, 4 and 5

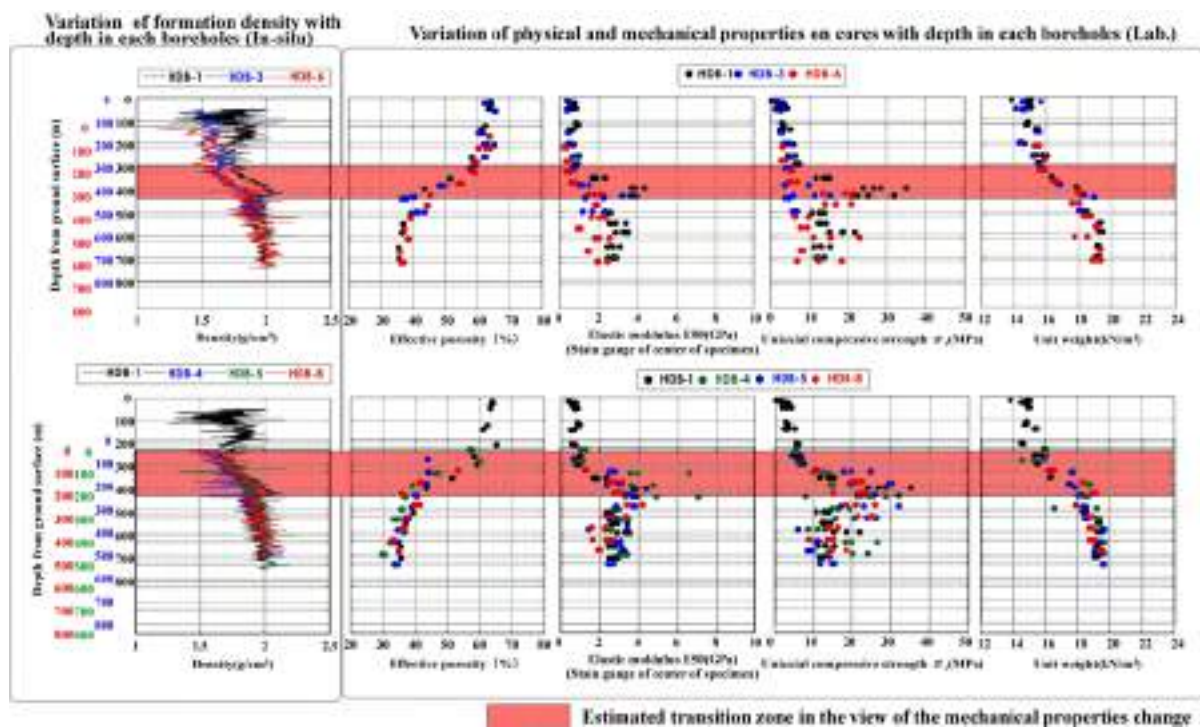


Fig. 4.4.3-4 Comparison of the properties distributions in HDB-1, 3, 4, 5, 6, 8 and 11

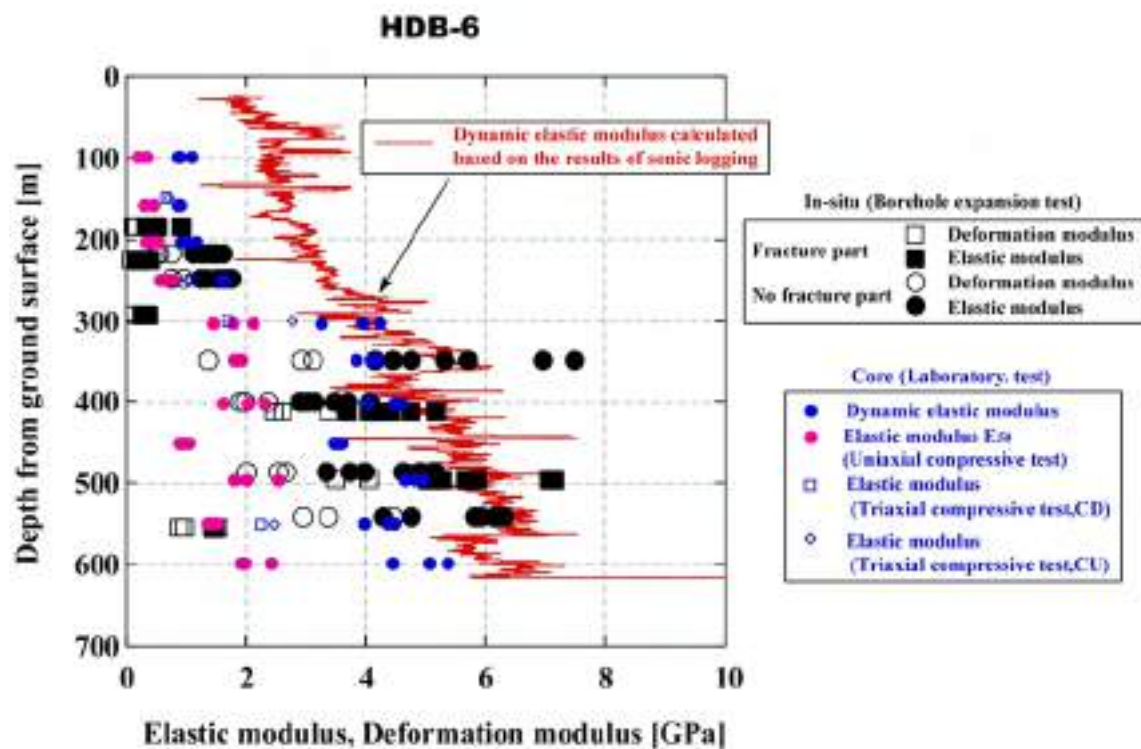


Fig. 4.4.3-5 Distributions of the Elastic and deformation modulus obtained by various methods

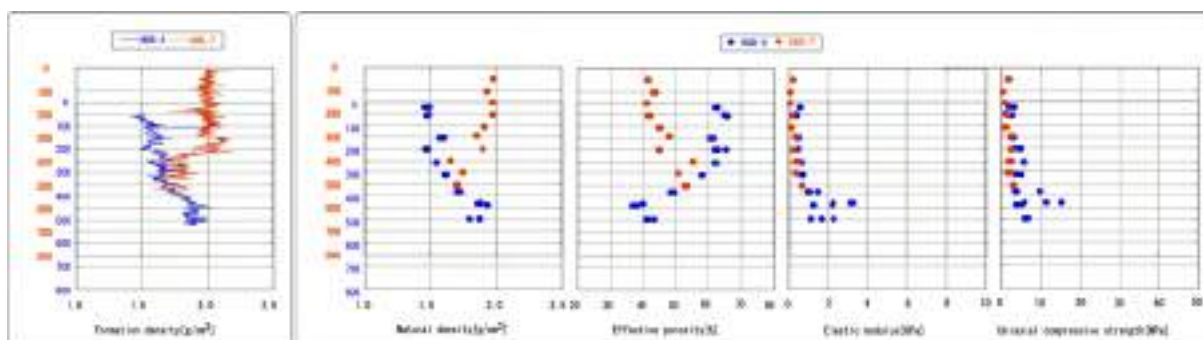


Fig. 4.4.3-6 Comparison of the properties distributions between HDB-3 and HDB-7

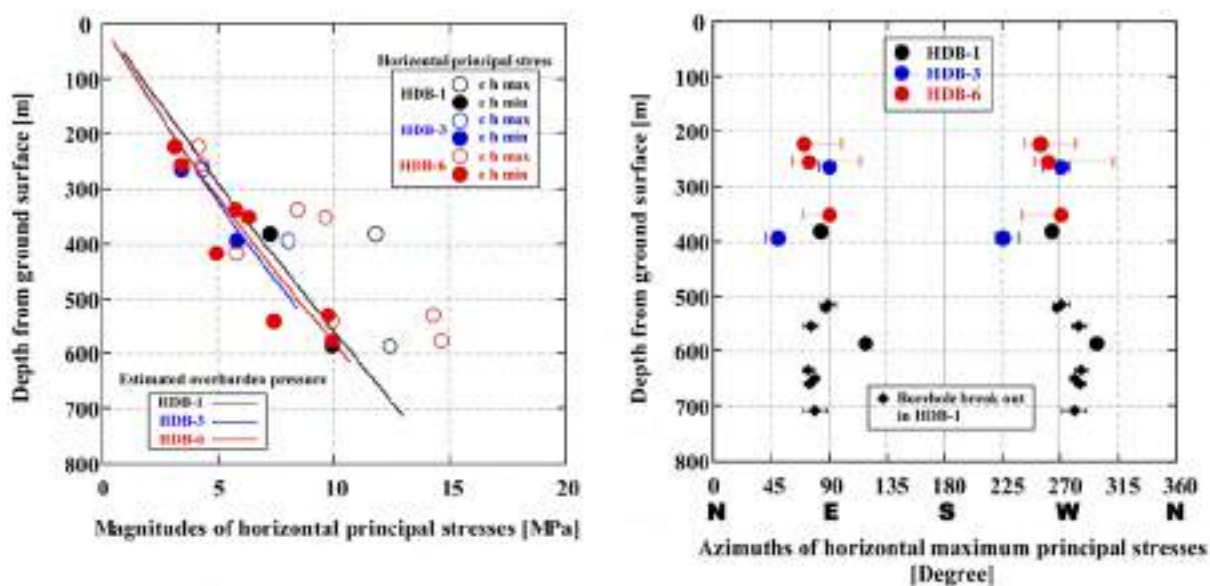


Fig. 4.4.3-7 Measured principal stresses in HDB-1, HDB-3 and HDB-6

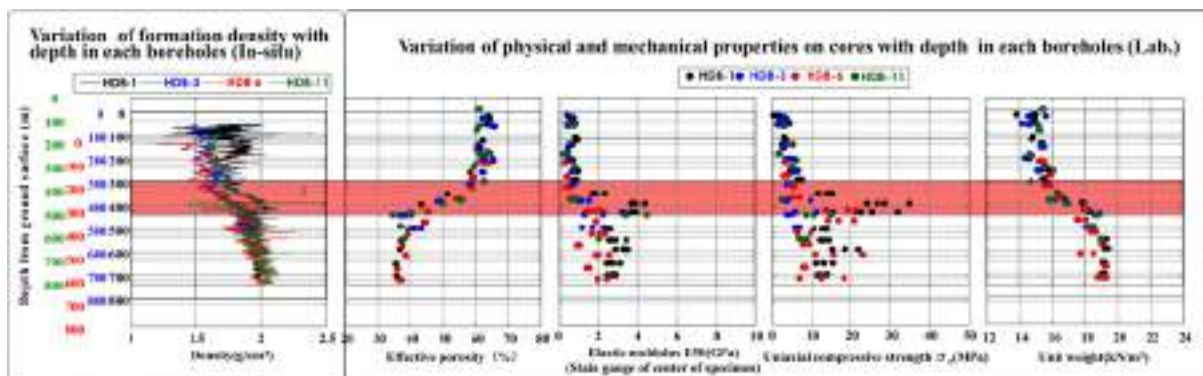


Fig. 4.4.3-8 Comparison of the properties distributions in west side of Omagari fault

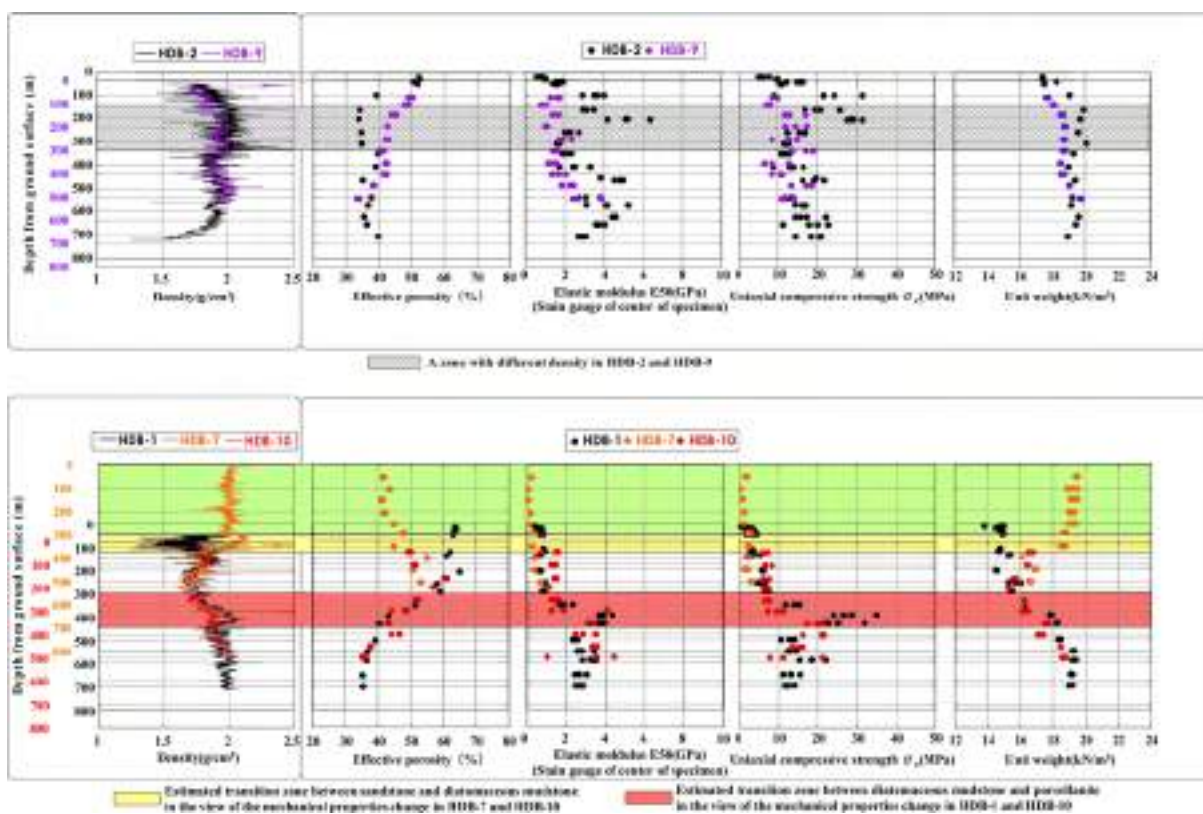


Fig. 4.4.3-9 Comparison of the properties distributions between HDB-2 and HDB-9, between HDB-1, 7 and 10

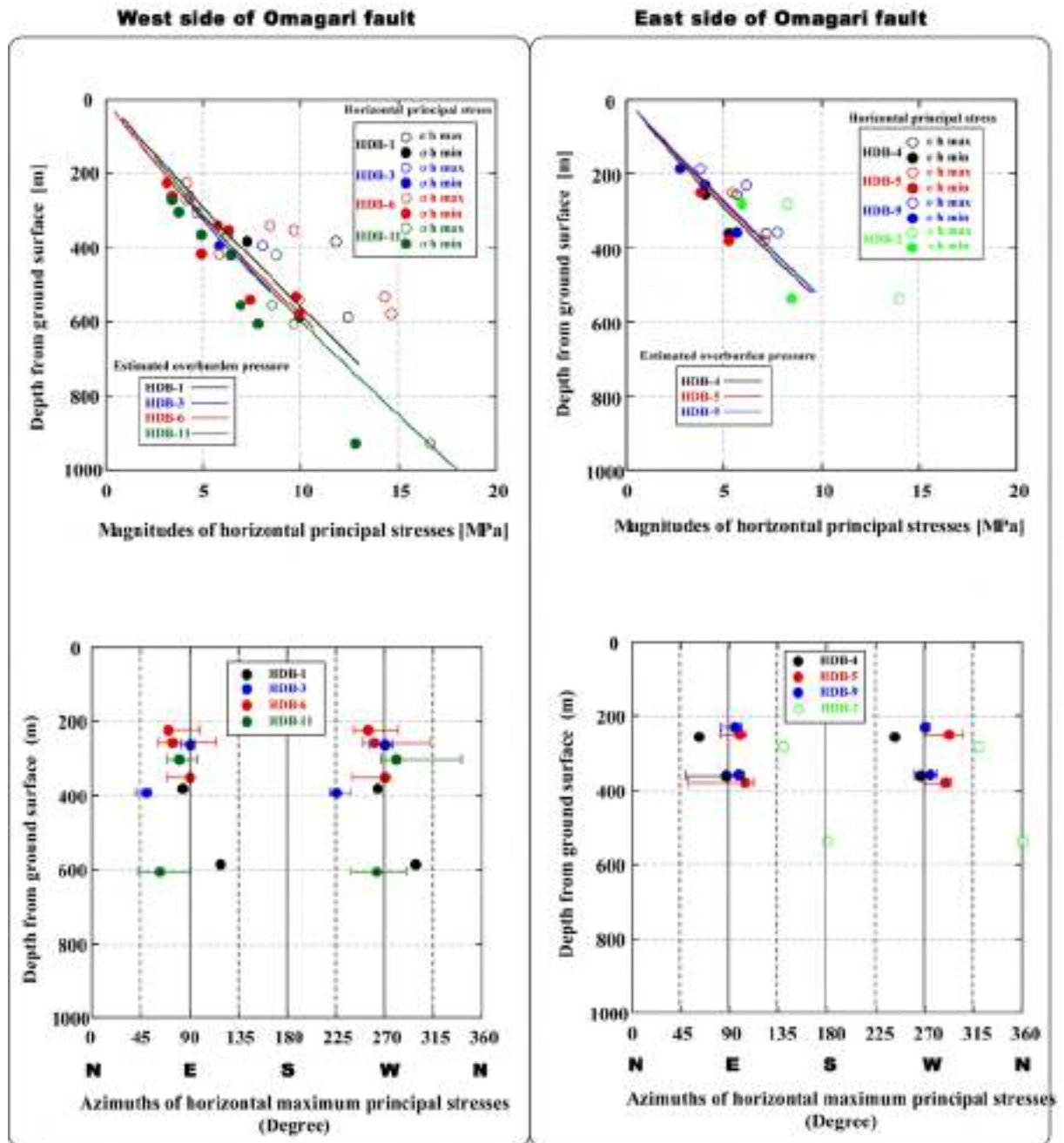


Fig. 4.4.3-10 Measured horizontal principal stresses and the directions of maximum horizontal principal stresses in HDB-1, 3, 4, 5, 6, 9, 11

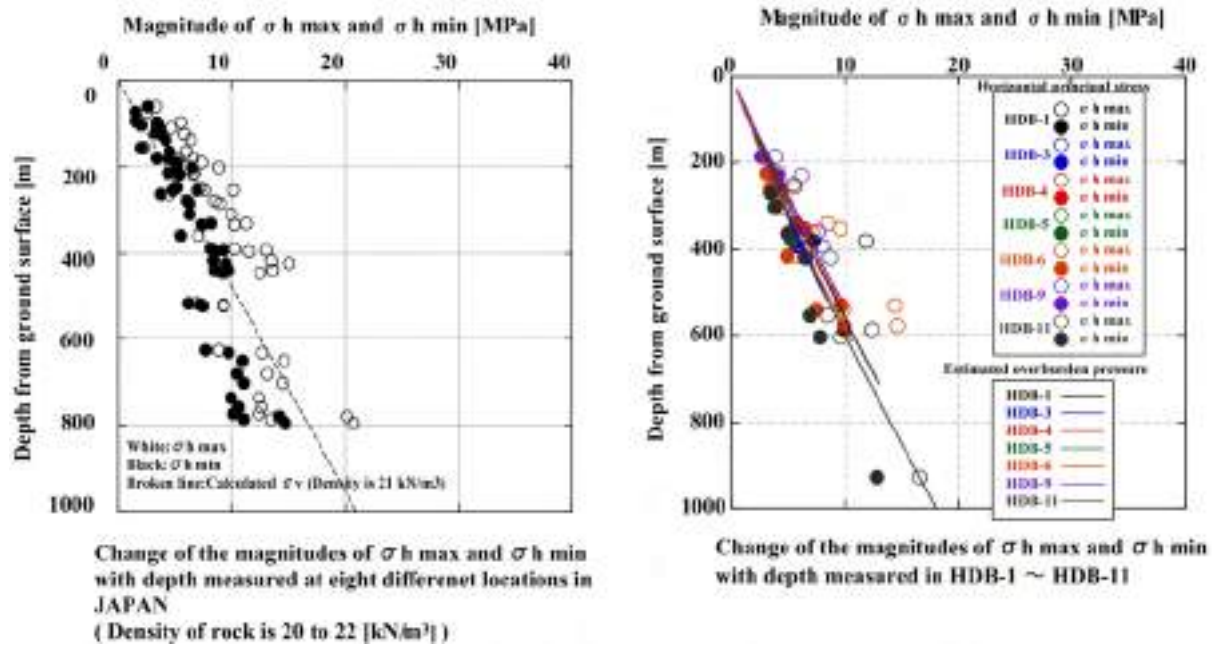


Fig. 4.4.3-11 Comparison of the magnitudes of principal stresses measured at Horonobe and other places in Japan

4.4.4 岩盤力学モデルの構築及び岩盤力学解析

地層処分における岩盤力学モデルの構築及び力学的解析評価は、最終的には処分場の設計・建設・閉鎖及び処分システムに与える閉鎖後の長期的挙動の影響評価のために行われるものである。具体的には、以下のようなことが想定される。

・設計・建設・操業

実際の施設設計において最も重要となる支保工設計のための空洞安定性評価が解析的に実施されることとなる。この場合、評価対象期間は、処分場の操業期間（数十年程度）となり、従来資源工学や土木工学の分野で建設されてきた地下構造物のそれと大きく変わらない。処分場の建設・操業のみを考えた場合は、最終的に設計した支保工の安定性が保たれば良く、その外側の岩盤の安定性（例えば塑性領域の範囲など）を評価する重要度は大きくないと考えられる。しかし、設計時にプラグなどの設計や安全評価を行う場合には、この時点で EDZ の範囲とその物性評価を含む空洞安定解析を実施する必要がある。

・閉鎖時

閉鎖のコンセプトに依存するが、支保工を設置した状態で埋め戻し作業を行う場合は、その時点で空洞安定性評価を再度行う必要性は小さいと思われる。しかし、支保工を撤去しながら閉鎖を行うといった場合は、その状況を再現した形で再度空洞安定性評価を行う必要が生じる。これは作業の安全確保のみならず、施工直後の埋め戻し材の安定性評価や建設・操業によって形成された EDZ が不安定になり、その範囲や特性が大きく変化する可能性があるためである。

また、プラグなどを設置する場合には、EDZ の領域の地下水流動を遮水するというプラグ本来の目的を果たすための設計と、既設坑道に拡張部を設けるための力学的安定性評価のための解析が必要となると考えられる。この場合の解析対象の評価期間は、少なくとも人工バリアの耐用年数を超えるものである必要がある。

・閉鎖後

閉鎖後に空洞の力学的安定性の再評価をする必要が生じるのは、一度埋設した廃棄体を再取り出しするといったケースに限定されると考えられる。

以上に述べた実際の処分場で必要とされる力学的解析の目的と幌延深地層研究計画における第 1 段階を対比し、第 1 段階におけるモデル構築及び力学解析で実施すべき事項を以下のように設定した。

①幌延深地層研究計画における地下施設設計をベースとした坑道掘削時の調査研究段階及び坑道を利用した調査研究段階における坑道周辺岩盤中の EDZ の範囲と物性の予測

②①で生じた EDZ の長期的な安定性評価

なお、幌延深地層研究計画では、幌延町全域を対象とした調査研究段階に始まり、地上からの調査研究段階の期間に地下施設の建設地点となる研究用地を決定するという進め方がとられた。このため、最終的な研究用地と地下施設の仕様が確定する以前の段階は、調査計画の検討及び結果の評価に必要な概念モデルの構築を主体とし、地下施設建設に伴う影響予測が必要な情報が確定した段階で精緻な予測解析を行うこととした。したがって、①については 4.6.3 で詳述することとし、それに至るまでの段階で実施した岩盤力学モデルの構築及び岩盤力学解析の概要を本節にて述べる。

(1) 研究所設置地区選定前（地上からの地質環境の調査研究段階）

Fig. 4.4.4-1 に HDB-1 孔の周辺岩盤を想定した力学的概念モデルを示す。この時点では、4.4.3 で述べたように、研究対象の新第三紀堆積岩（声間層・稚内層）が工学的には軟岩に分類される程度の強度・変形特性を有し、中間的な深度（300-500m 程度）に非常に大きく物性が変化する

領域が存在することが推定された。この物性変化領域は、その上層・下層と連続して存在しており、結晶質岩系で見られるような不連続的な物性の変化ではない。これらの特徴は、力学的なモデル化の上で重要であるため、それを概念モデル上に表した。ただし、この時点では、堆積軟岩の特徴である物性値の拘束圧依存性についての情報が十分ではなかったため、次段の調査によりさらにデータ量を増加させることとした。

一方、この時点から、②に該当するモデル化・解析を行うための検討を開始した。具体的には、岩石コアを用いた三軸クリープ試験を行うとともに、EDZ の長期安定性評価手法を検討するため、既存情報の収集・分析を行った。その結果、岩石コアを用いたクリープ試験結果は、既存の古典的なレオロジーモデルで表現できる可能性があること（Fig. 4.4.4-2）と、長期安定性評価のための重要な知見（超長期的にはピーク強度は残留強度と等しくなること、残留強度以下のクリープ載荷応力ではクリープ破壊は生じないことなど）を得た¹²⁶⁾。これらの結果に基づき、実処分場建設時～埋め戻し後の長期的な岩盤挙動が人工バリアシステムに及ぼす影響を評価するためのシナリオを検討した（Fig. 4.4.4-3）。

また調査対象の声問・稚内層の岩石は、工学的には軟岩に分類される程度の力学物性しか有しないため、深度 500m という地下施設の掘削予定深度を考慮すると、坑道掘削時に生じる変形は非常に大きくなる（数 10mm）ことが想定された。このため、数値解析には、微小変形～大変形までを精度良くシミュレーション可能でかつ国内外での適用実績も豊富な有限差分法解析コード FLAC（Itasca 社製）を使用することとした。また、非常に有効空隙率が高い岩石にもかかわらず、三軸圧縮試験時に排水条件で載荷速度を非常に遅くしても供試体内部に大きな過剰間隙水圧が発生することがわかり（Fig. 4.4.4-4）、それが坑道周辺岩盤の力学的安定性評価に影響を与える可能性があると考えた。

(2) 研究所用地選定前（地上からの地質環境の調査研究段階）

この時点では、HDB-3, 4, 5 孔の調査結果が加わったため、選定した研究所設置地区及びその周辺の岩盤物性分布と初期応力分布に関する情報を付加することが可能となった。具体的には、HDB-3, 4, 5 孔の調査結果から、大曲断層東西領域の岩盤の物理・力学物性については、単純に地質構造の違いを反映した形で説明可能と判断されることと、断層西側領域については三つの物性ゾーンで構成されるという情報を付加し、概念モデルを Fig. 4.4.4-5 に示すような形で更新した。

一方、HDB-3 孔における三軸圧縮試験結果が得られたことで、声問層・稚内層を構成する岩石の力学挙動の拘束圧依存性に関する知見が得られた。具体的には、稚内層の岩石は、変化させた拘束圧の範囲（推定土被り圧の 2 倍程度）内ではひずみ軟化的挙動を示すのに対し、声問層の岩石は、その応力レベルの範囲で変形挙動が変化する（低拘束圧ではひずみ軟化挙動を示すが、高拘束圧では弾完全塑性に近い挙動となる）ことが明らかになった（Fig. 4.4.4-6）¹²⁷⁾。特に、声問層の高拘束圧時の供試体は、破壊後、明瞭なせん断面が生じなかった（Fig. 4.4.4-7）。これは、EDZ の物性を評価するにあたり重要な知見と考えた。これらの三軸圧縮試験結果を整理した段階では、声問層・稚内層の岩石についてモール・クーロン型の破壊基準が適用できると考えたが、その場合、岩石からの変形に伴う岩石内部からの排水の可否によって、みかけの粘着力に違いが見られた（Fig. 4.4.1-8）。破壊時・残留強度時の内部摩擦角には、排水条件により珪藻質泥岩で 4°、珪質泥岩で 6°（ピーク時のみ）程度の差がある（Fig. 4.4.4-8）。また、HDB-1 孔のコアを用いた室内試験時に見られた過剰間隙水圧の発生が坑道周辺岩盤の力学挙動と支保工の安定性に与える影響を検討するため、水一応力連成解析用のパラメータを取得する室内試験を実施した。

以上の結果に基づき、過剰間隙水圧の影響評価とひずみ軟化挙動を考慮した空洞掘削中及び坑

道閉鎖後の超長期を想定した数値解析を実施した。前者については、HDB-3, 4, 5 孔までのデータに基づき検討した支保工の仕様と地下施設の施工過程を考慮したモデル化・解析を実施した (Fig. 4.4.4-9)。その結果、掘削直後に生じると考えられる空洞周辺岩盤中の水一応力連成挙動は、周辺岩盤及び支保工の安定性には大きな影響を与えないことが示された (Fig. 4.4.4-9)。一方、ひずみ軟化挙動を考慮した空洞掘削中の周辺岩盤の安定性評価では、掘削直後の無支保工の状態～支保工設置後の岩盤の時間依存挙動に着目した解析評価と、埋め戻し後、超長期の岩盤挙動が埋め戻し材に与える影響評価を試みた (Fig. 4.4.4-10)。前者は、三軸クリープ試験結果のシミュレーションによりパラメータを決定し解析を実施したが、結果として無支保状態でも岩盤が不安定になる可能性は低い結果が得られた。後者については、特にせん断ひずみについて埋め戻し材中に破壊ひずみを超えるレベルの変形が生じる可能性があることが示唆された (Fig. 4.4.4-11)。この解析・評価の方法論は、埋め戻し材などの設計に際して有効な手法の一つとなると考えられる。

(3) 研究所用地選定後（地上からの地質環境の調査研究段階）

研究所用地選定後に実施した HDB-6 孔の調査結果を考慮し、Fig. 4.4.4-12 に示すような形でモデルを更新した。具体的には、各ゾーン内の岩盤の力学物性の特徴として、HDB-6 孔までで実施した三軸圧縮試験結果に基づき、拘束圧依存性の特徴を記述することが可能となった。また、HDB-6 孔で実施した初期応力測定結果から、大曲断層西側領域における初期応力場の概括的な特徴が明らかになったため、その情報を表現することとした。HDB-11 孔までの調査結果を比較検討し、最終的に構築した概念モデルを Fig. 4.4.4-13 に示すが、三次元的な地質構造に関する情報がより詳細化された以外は、Fig. 4.4.4-12 で示した概念モデルを変更する必要はないと判断した。

このため、最終的な空洞掘削に伴う周辺岩盤中の力学的影響評価の観点から、地下施設位置で掘削対象となる声間層と稚内層のより詳細な力学的性質を把握するための各種試験（三軸圧縮試験、等方圧密試験、せん断性の割れ目の力学特性やその垂直応力依存性を調べるための室内試験）を実施した。三軸圧縮試験は、非常に遅いひずみ速度においても大きな過剰間隙水圧の発生は見られたことと、堆積軟岩が有する力学物性に及ぼすひずみ速度依存性などの既往の知見があること、さらには坑道掘削の方法（機械掘削と発破掘削）によって岩盤の変形速度が違う可能性があることから、これらを確認するためにひずみ速度を変化させて実施した。その結果、三軸応力状態の下では変化させた 0.1%～0.0008%までの範囲で、ひずみ速度が速いほど見かけのせん断強度は高いものの、それらの強度特性は単一の破壊基準によって説明可能であるため、機械掘削と発破掘削によって周辺岩盤の力学物性を変化させて評価する必要はないと判断した (Fig.4.4.4-14)。等方圧密試験は、特に声間層において坑道掘削時に周辺岩盤中に発生すると想定される応力変化の範囲でその挙動が異なる可能性があることがわかったため、数値解析に必要なモデルとして適切な構成則を選定することを目的として実施した。その結果、少なくとも稚内層は等方圧縮によって降伏は生じないため、従来用いているモール・クーロン型の破壊基準を適用することとした。一方、声間層は、等方圧縮によっても岩盤が降伏する可能性が示唆され、その挙動を表現できる Cam-clay model などの構成則を今後適用する必要性を示す結果が得られた。堆積軟岩中の割れ目の力学特性及び透水性の応力依存性に関する試験は、BHTV で見られた原位置の割れ目とコア観察の割れ目の関係が明確な割れ目で、かつ HDB-11 孔までの調査結果から岩盤の透水性に大きな影響を及ぼしていると考えられるせん断性の割れ目を対象に実施した (Fig. 4.4.4-15, Fig. 4.4.4-16)。試験の結果、割れ目の垂直剛性やせん断剛性は、結晶質岩で見られるそれよりも 1 オーダー程度小さい値であった。また、割れ目の透水性は、声間層・稚内層とも無圧に近い状態から推定土被り圧レベルの応力範囲において、1～2 オーダー程度の透水性の変化が生じることがわ

かった。その変化の度合いは、声間層の方が稚内層よりも大きい (Fig. 4.4.4-17)。これらの結果は、声間層と稚内層の岩質の違いに基づく変形特性の違いが、割れ目表面の変形に大きく影響しているためと推定される。

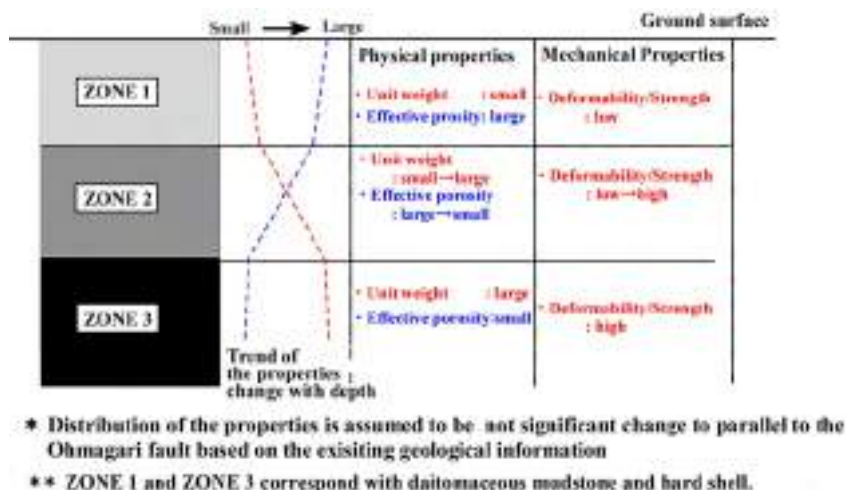


Fig. 4.4.4-1 First conceptual model on rock mechanics based on the results of borehole investigations in HDB-1 and HDB-2

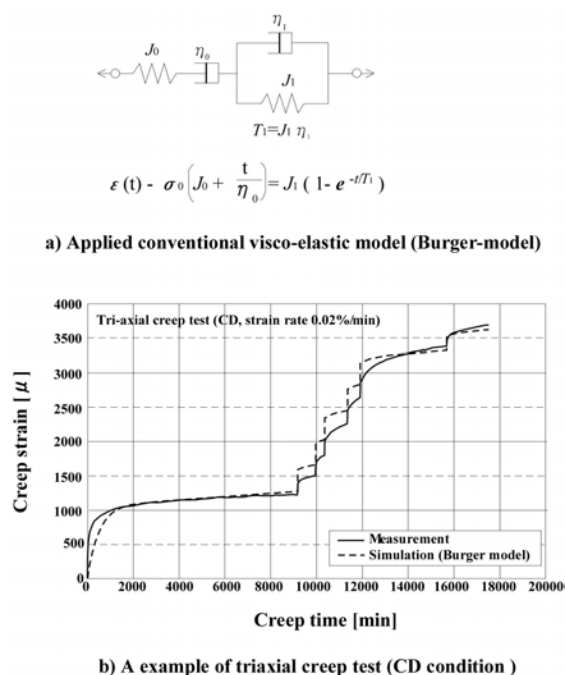


Fig. 4.4.4-2 Applied conventional model and fitted curve for multi-stage creep test

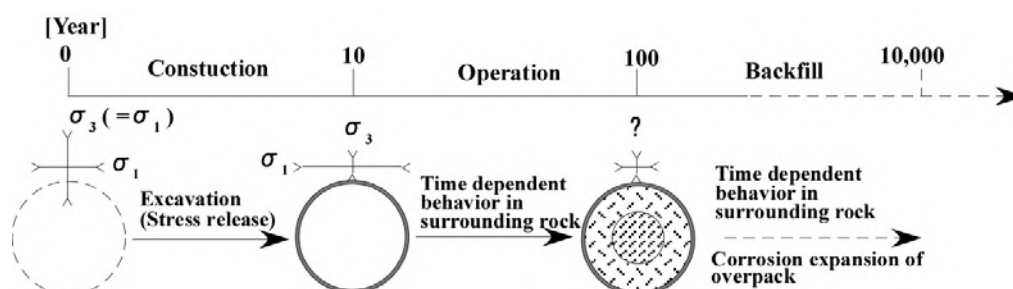


Fig. 4.4.4-3 The variation of the engineered barrier system and surround rock mass for long term in repository

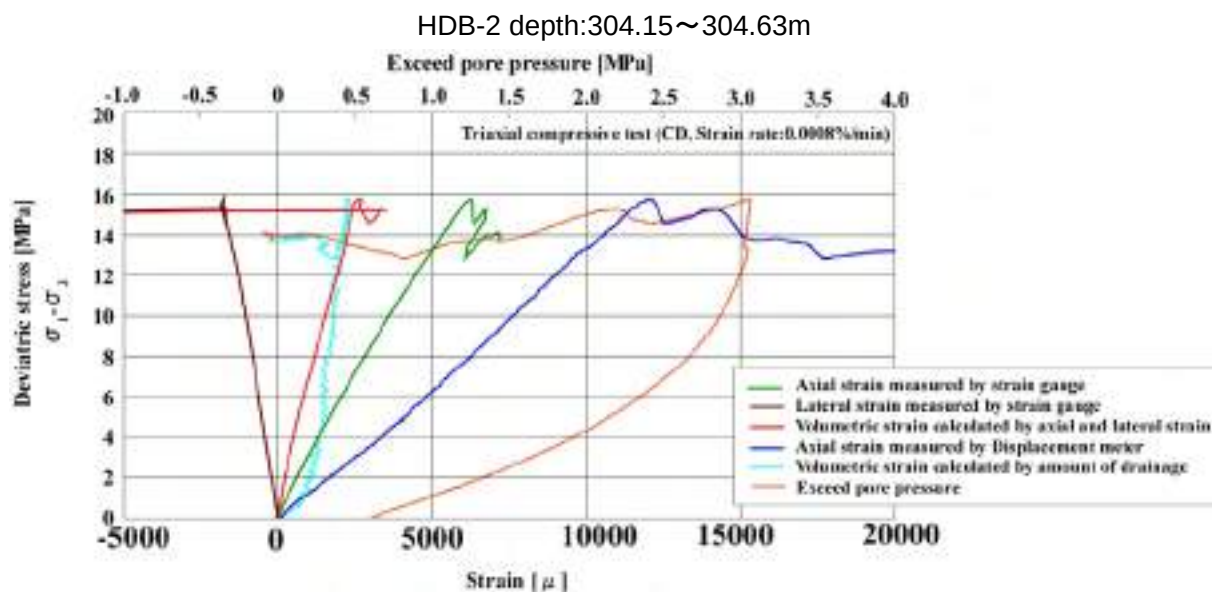


Fig. 4.4.4-4 Tri-axial compressive test with drained condition and very low strain rate (Loading rate: 0.0008%/min)

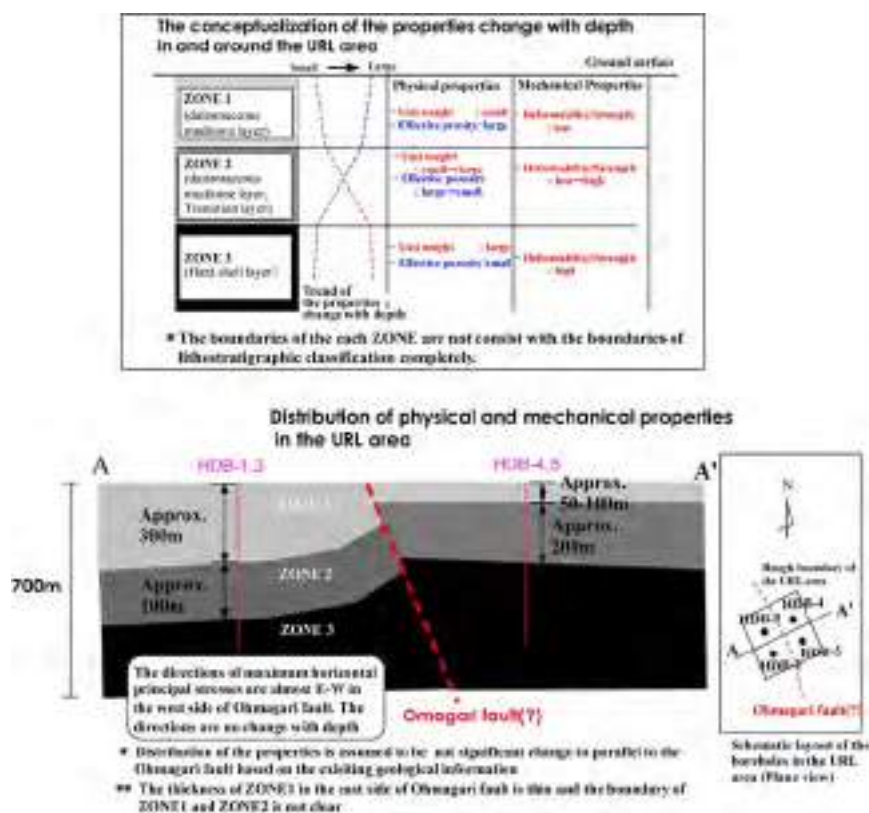


Fig. 4.4.4-5 Second conceptual model on rock mechanics

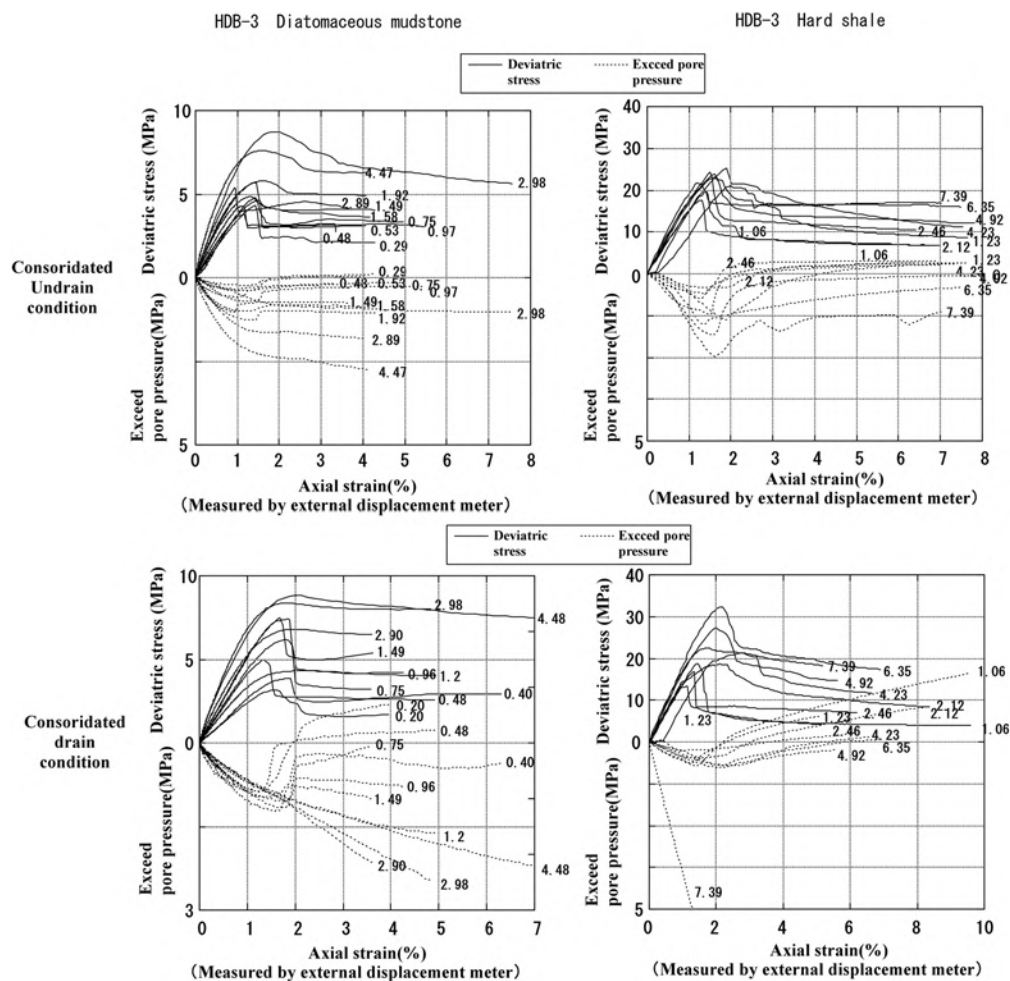


Fig. 4.4.4-6 Stress-strain relationship of triaxial compressive tests

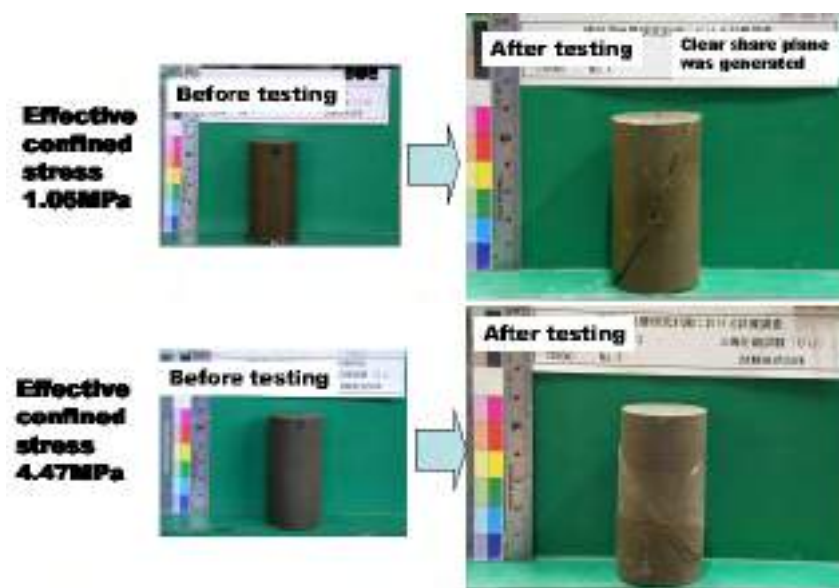


Fig. 4.4.4-7 Pictures of the specimens before and after triaxial compressive tests on diatomaceous mudstone

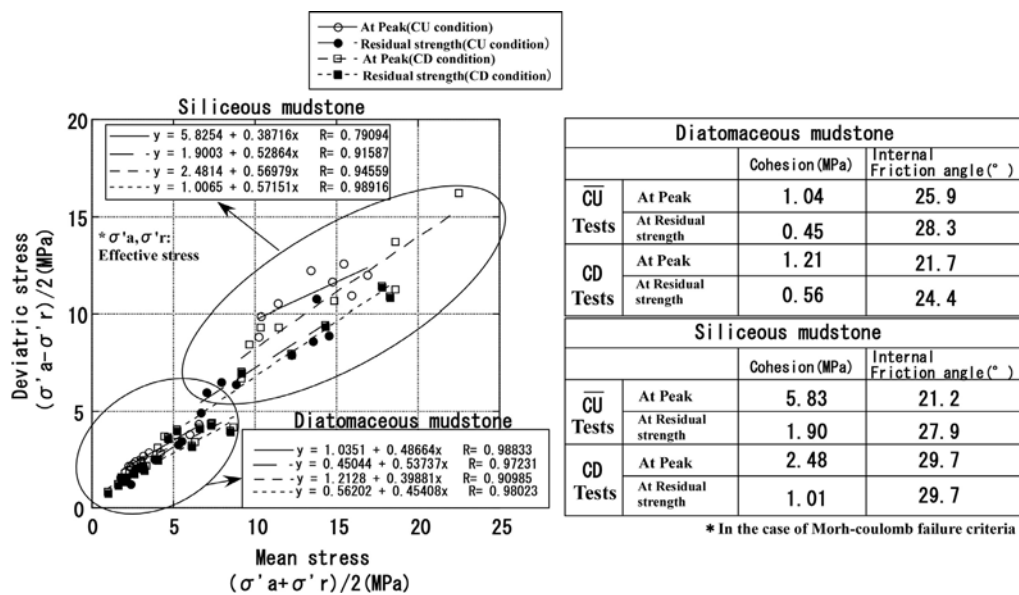


Fig. 4.4.4-8 Estimation of parameters on Mohr-Coulomb failure criteria

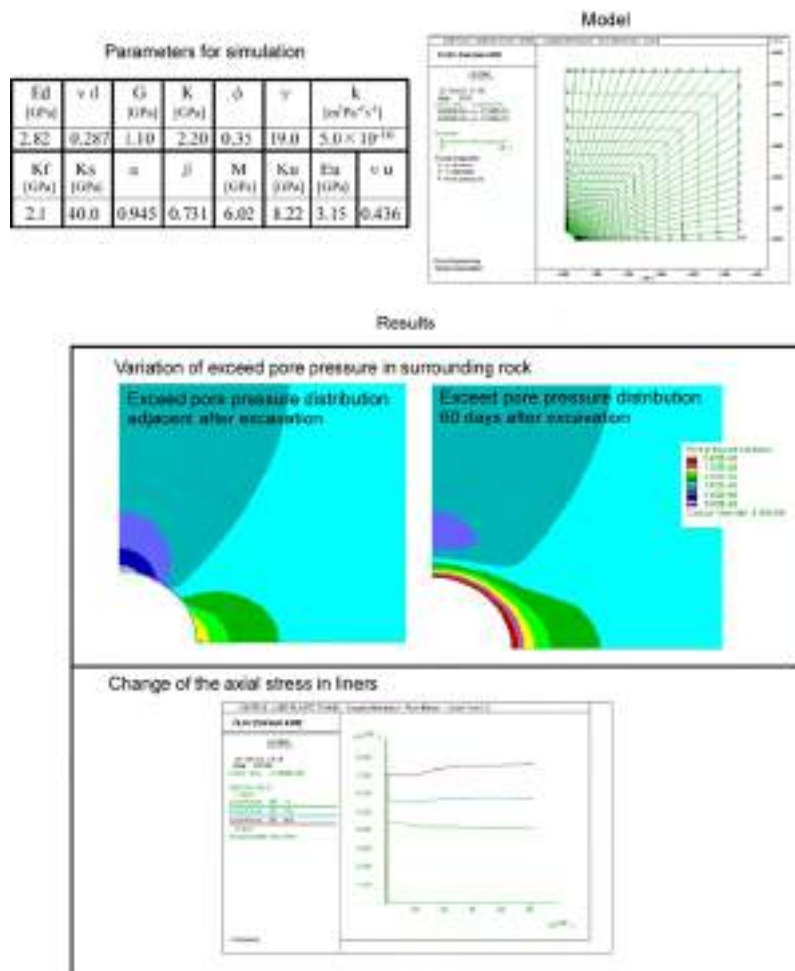


Fig. 4.4.4-9 Model and the simulation results on Hydro-mechanical coupled phenomenon (Siliceous mudstone)

Parameters for a assumed backfills

Backfill materials	Constitutive law	Density [kg/m ³]	Young's modulus [kN/m ²]	Poisson's ratio	Cohesion [kN/m ²]	Friction angle [°]
Crushed D.M +Bentonite	Elasto-perfect plastic	846	1,975	0.2	9.4	28.8
Crushed S.M +Bentonite	Elasto-perfect plastic	1,081	5,153	0.3	17.3	32.6

D.M: Diatomaceous mudstone
S.M: Siliceous mudstone

Parameters for a assumed Rock mass

Depth [m]	Constitutive law	Elastic modulus		Strength		Residual strength		Dilation angle [°]
		E50[MPa]	ν 50	C[MPa]	ϕ [°]	Cr[MPa]	ϕ_r [°]	
250m (D. M)	Strain-softening	520	0.050	2.59	14.7	0.492	30.7	4.0
500m (S. M)	Strain-softening	1350	0.272	2.97	32.4	0.451	33.2	4.0

* Assumed Support is elastic material with 38GPa (correspond shotconcrete with 20cm thickness)

Simulation case

Case	Scenario	Depth [m]	σ_H / σ_v	Horizontal stress σ_H [MPa]	Backfill material
1	1	250	1.0	4.76	Crushed D.M +Bentonite
2	1		1.5	7.13	
3	2		1.0	4.76	
4	2		1.5	7.13	
5	1	500	1.0	9.50	Crushed S.M +Bentonite
6	1		1.5	14.25	
7	2		1.0	9.50	
8	2		1.5	14.25	

Simulation step for Scenario 1

- ① Apply the initial stress (Overburden)
- ② Excavation (Release of excavation force: 65.5%)
- ③ Rock mass is elasto-perfect plastic material.
- ④ Add the shotconcrete (Beam element)
- ⑤ Excavation (Release of excavation force: 100%)
- ⑥ Add the backfill material
- ⑦ Dissection of supports
- ⑧ Strength of entire rock mass: Peak strength $\rightarrow$ residual strength

Simulation step for Scenario 2

- ① Apply the initial stress (Overburden)
- ② Excavation (Release of excavation force: 65.5%)
- ③ Rock mass is elasto-perfect plastic material.
- ④ Add the shotconcrete (Beam element)
- ⑤ Excavation (Release of excavation force: 100%)
- ⑥ Add the backfill material
- ⑦ Dissection of supports
- ⑧ Strength of entire rock mass: Peak strength $\rightarrow$ residual strength

Fig. 4.4.4-10 Assumed models and scenarios for the numerical simulation on surrounding rock and buffer material in very long-term

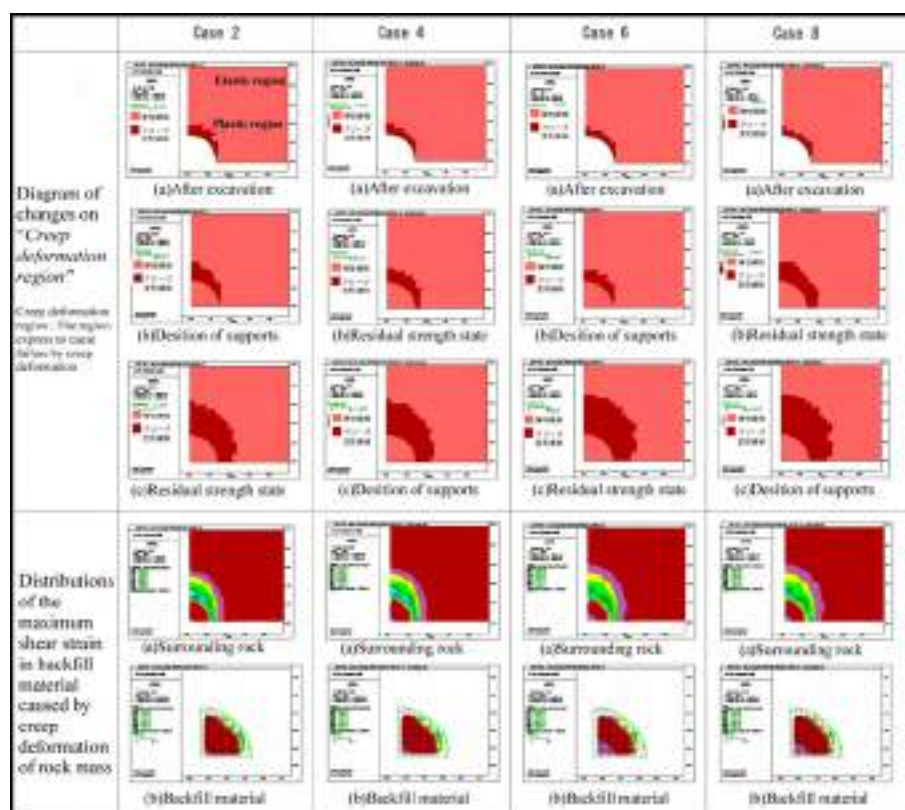


Fig. 4.4.4-11 An examples of the stress and strain change in surrounding rock and buffer material in very long-term

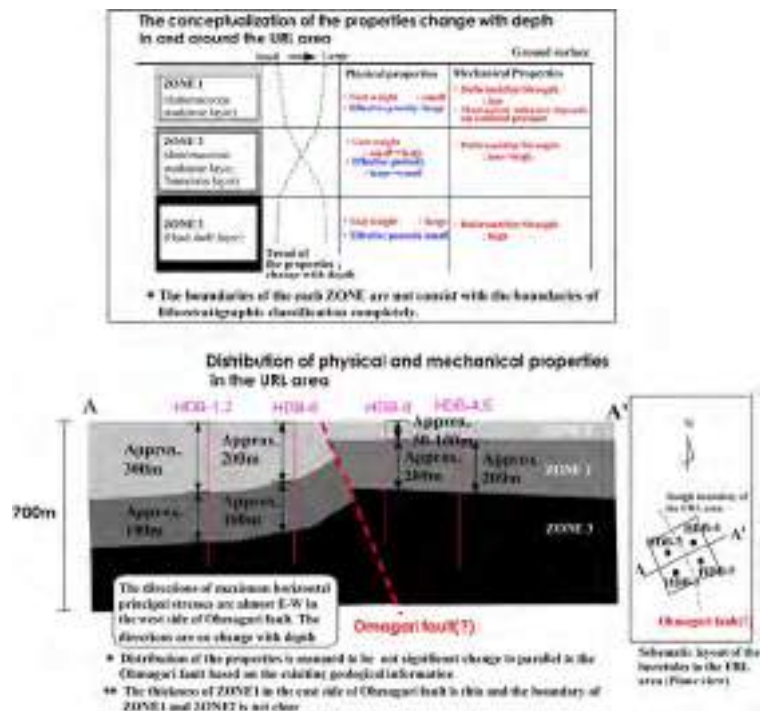


Fig. 4.4.4-12 Third conceptual model on rock mechanics

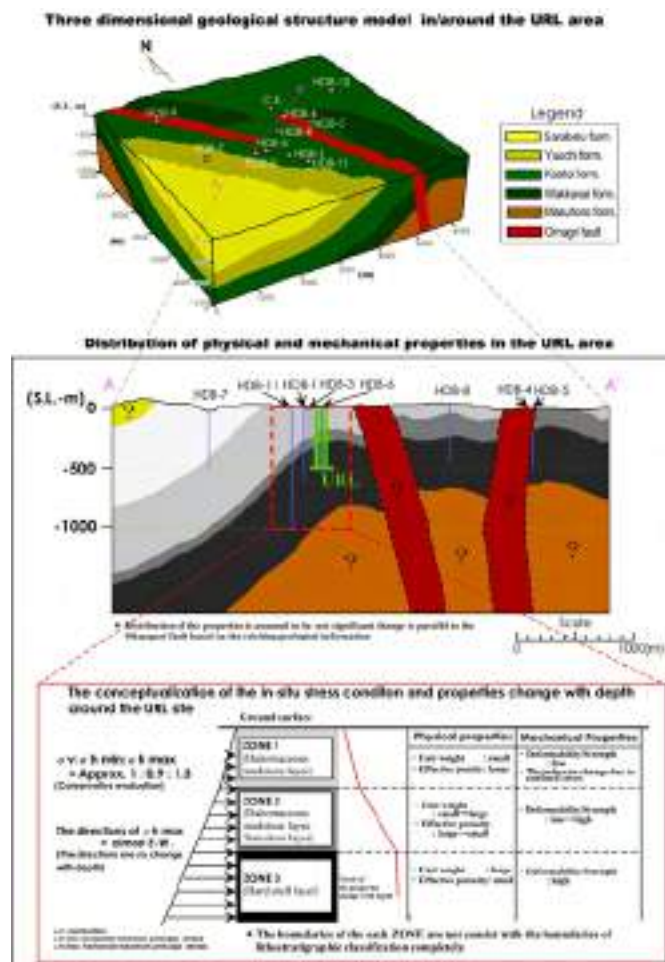


Fig. 4.4.4-13 Final conceptual model on rock mechanics

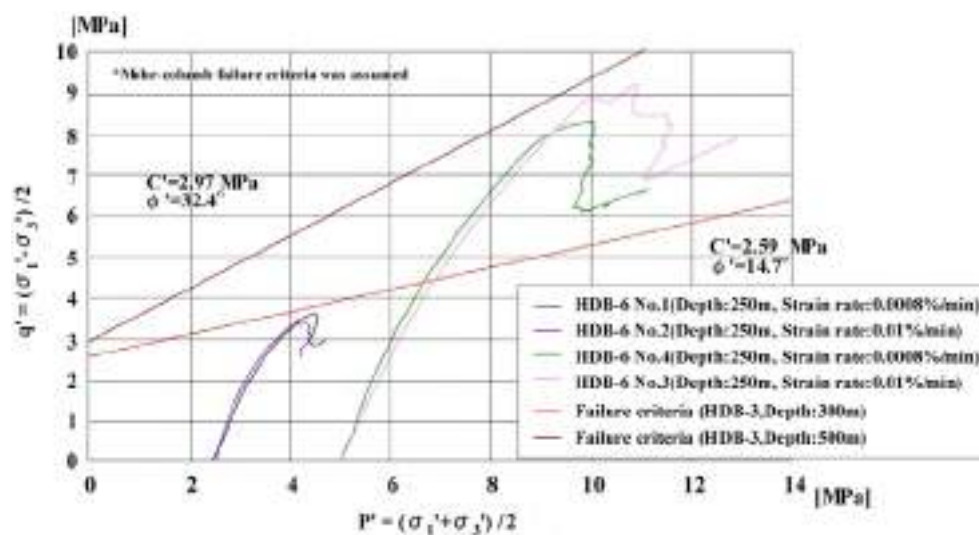


Fig. 4.4.4-14 p-q' plot of the stress paths with the triaxial compressive tests with different strain rate

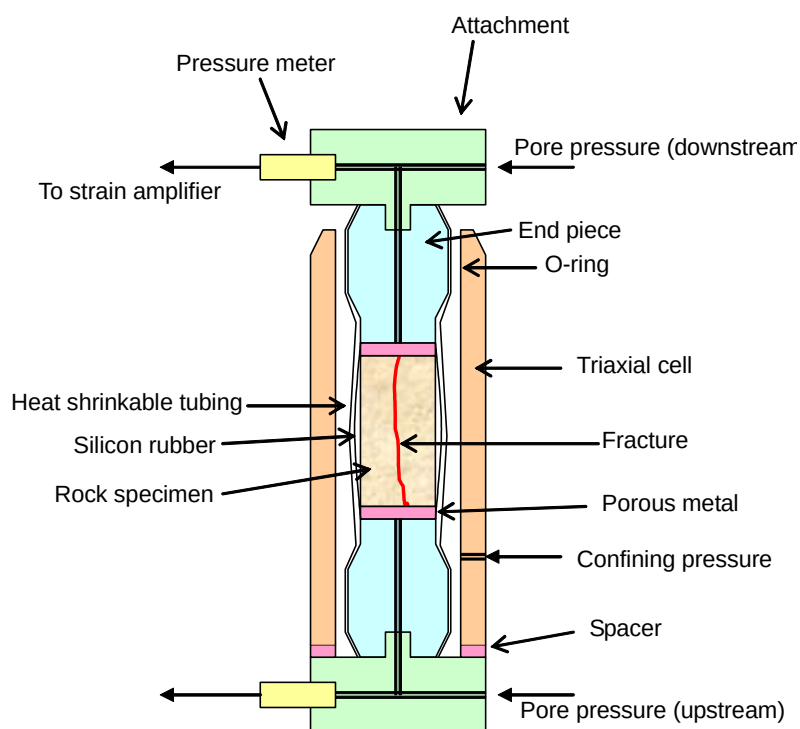


Fig. 4.4.4-15 Equipment for Hydraulic tests on fracture

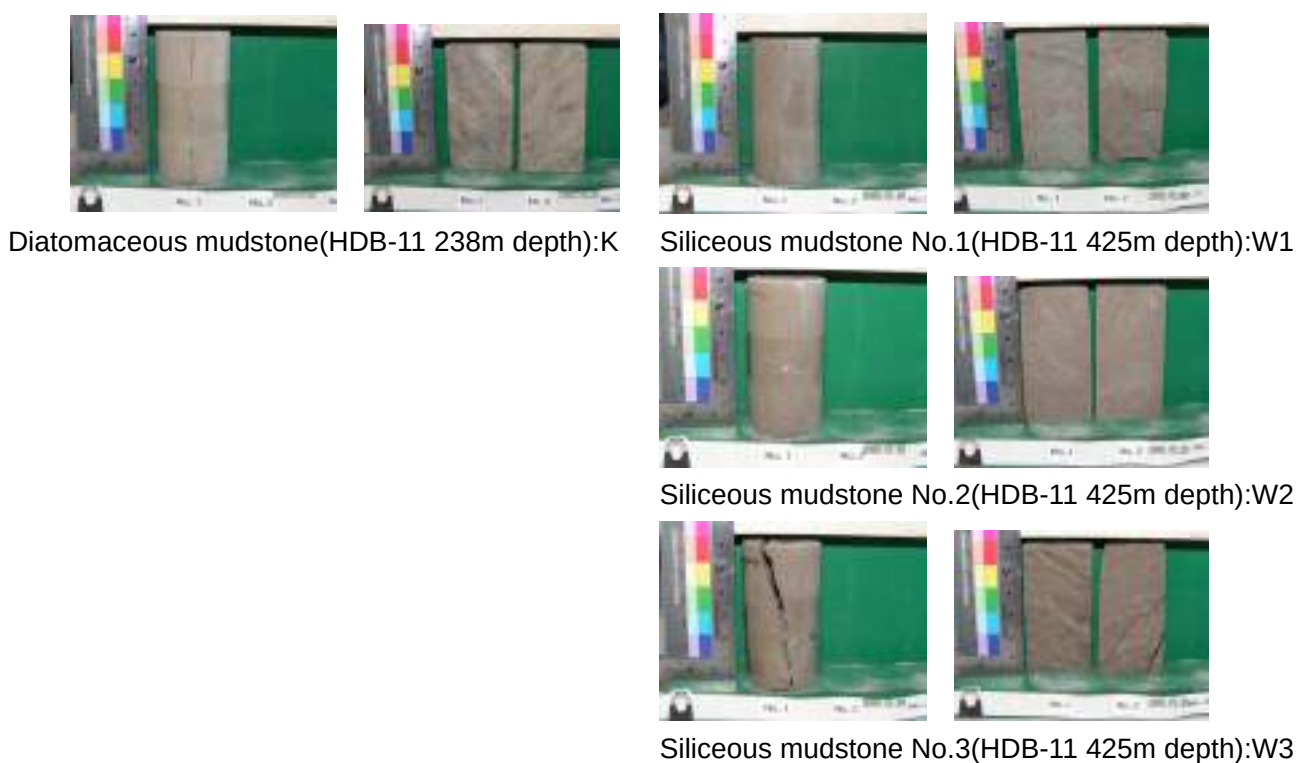


Fig. 4.4.4-16 Tested fractures (TYPE 3)

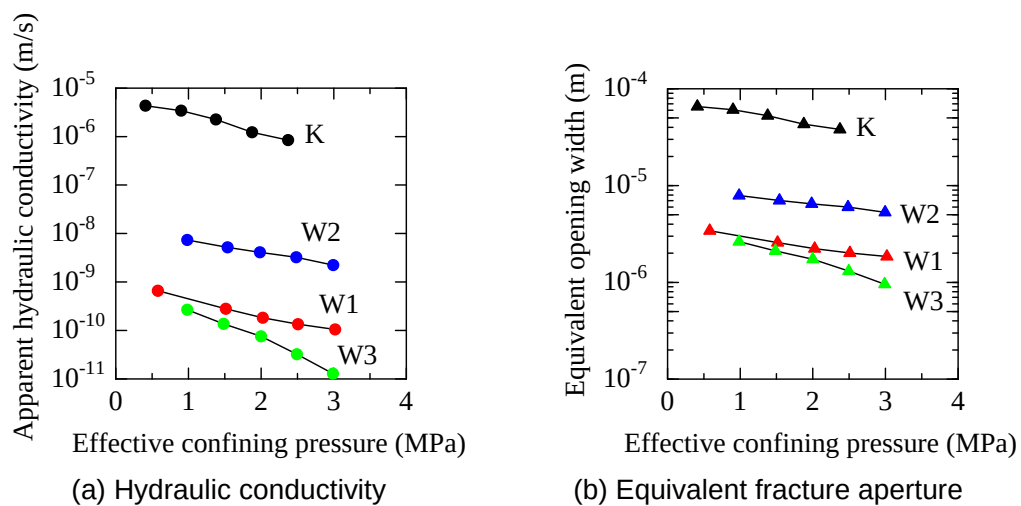


Fig. 4.4.4-17 Results of the hydraulic tests under different normal stresses for Type 3 fractures

4.5 地質環境の長期安定性に関する調査研究

4.5.1 調査研究の目標

本研究課題の目標は、幌延地域を事例研究の対象地域として、地層処分に関わる地質環境（地下水流動、地下水水質、物質移動特性など）の現在から将来にわたる長期的な挙動をモデル化し解析するための一連の調査・解析技術を整備することである。この過程を通じて、ある与えられた場（沿岸域、堆積岩分布地域など）における地質環境特性の長期挙動を予測し評価するための方法論を構築することを目指している。地層処分事業では、はじめに、文献調査に基づいて地層処分に係わる可能性を調査する地点（概要調査地区）が選定される。その選定は、処分施設や廃棄体の直接破損及び処分施設の設計が過度に制約されることなどを避ける観点から、対象とする地層が地層処分に關して明らかに不適切であると考えられる要件¹²⁸⁾を踏まえて実施される。すなわち、ここで言う地質環境特性の長期挙動の予測とは、断層や火山活動などの天然現象が地層処分システムに著しい影響をもたらす可能性のある場所を避けた地質環境において、主に、隆起・侵食、気候・海水準変動などの影響による地質環境の変遷を考慮しつつ調査・解析を行う調査技術の整備である。本研究課題の第1段階では、幌延地域において過去から現在までに生起した天然現象の変遷を明らかにすることを目的として調査研究を実施した。これは、地質環境の長期安定性研究から影響評価研究までを統合的に取り扱う「天然現象影響評価研究」¹²⁹⁾と古水理地質学的研究のアプローチ¹³⁰⁾においては、その初期段階に位置づけられる調査研究である。

地質環境の長期挙動を予測し評価する際には、地質環境に影響を及ぼすことが想定される断層活動、隆起・侵食及び気候・海水準変動などの天然現象を個別に理解するだけでなく、それらがどのように関連しているのか、さらにそれらの複合した事象が地質環境にどのような影響を及ぼすのかについて理解することが重要である。例えば、ユースタティックな海水準の低下に加えて、断層の変位等による局所的な隆起が加わったならば、ある地域における海面の低下量はより大きくなると予想される。そして、そのようにして生じた海水面の低下は塩淡水境界の移動や動水勾配の変化により地下水流動に影響を及ぼすとともに、それに伴い地下深部の地球化学的環境にも影響を及ぼす可能性がある。このように、地下の地質環境は、個々の天然現象の相互作用、それら天然現象によりもたらされる地質環境の変化及び個々の地質環境条件の相互作用など、様々な事象が相互に影響を及ぼしあうシステムとして振る舞う。この場合、小さいスケールでの予測は、システム全体としてどうなっているのかについて単に間接的な意味しか持っておらず、システム全体の振る舞いに関して表現し得るのはほんのわずかであるか、あるいは何も言えないであろうとされている¹³¹⁾。このため、地質環境の変遷という複合的な事象を取り扱う際には、その調査研究の当初から、海水準変動や断層活動などの天然現象に関する研究と地下水流動や地下水の地球化学に関する研究とを連携させて進めることが必要となる¹³²⁾。このことから、本研究では、ある場における地質学的変遷に伴う地下水の流動を推定し、その場の将来における地下水の流動場の変遷を予測する古水理地質学的研究のアプローチ¹³⁰⁾を参考に研究を進める。具体的には、過去から現在までに幌延地域で生起した天然現象の特徴とそれに基づく概念モデルの構築、天然現象が地質環境に及ぼす影響の系統的な整理、過去から現在に至る地質環境モデルの作成に必要な地質環境データの取得とそれに基づくモデル作成、地下水流動解析などの数値解析、解析結果と地下水の地球化学データ等との比較による解析結果の整合性の確認、そして現在から将来にわたる地質環境の変化の記述という手順である（Fig. 4.5.1-1）。

ここで、「将来の地質環境の変化」に関しては、地層処分にとって重要な地質環境の特性とプロセス（2章参照）のうち、取り扱いが比較的容易である「地下水の流動特性」に関する時間的変遷の把握を目標に設定した。地下水流動に加えて、「地下水の地球化学特性」などの時間的変遷を把握することが重要な課題であることは言うまでもないが、この課題は第2段階以降に検討する

こととした。なお、過去から現在に至る地質環境のモデル化に際しては、天然現象による地質環境への影響プロセスやメカニズムを系統的に整理するとともに、天然現象を発端とする地質環境の変化に関する道筋の整理を行い、地質環境の将来予測の方法論を構築する上での基盤とする。

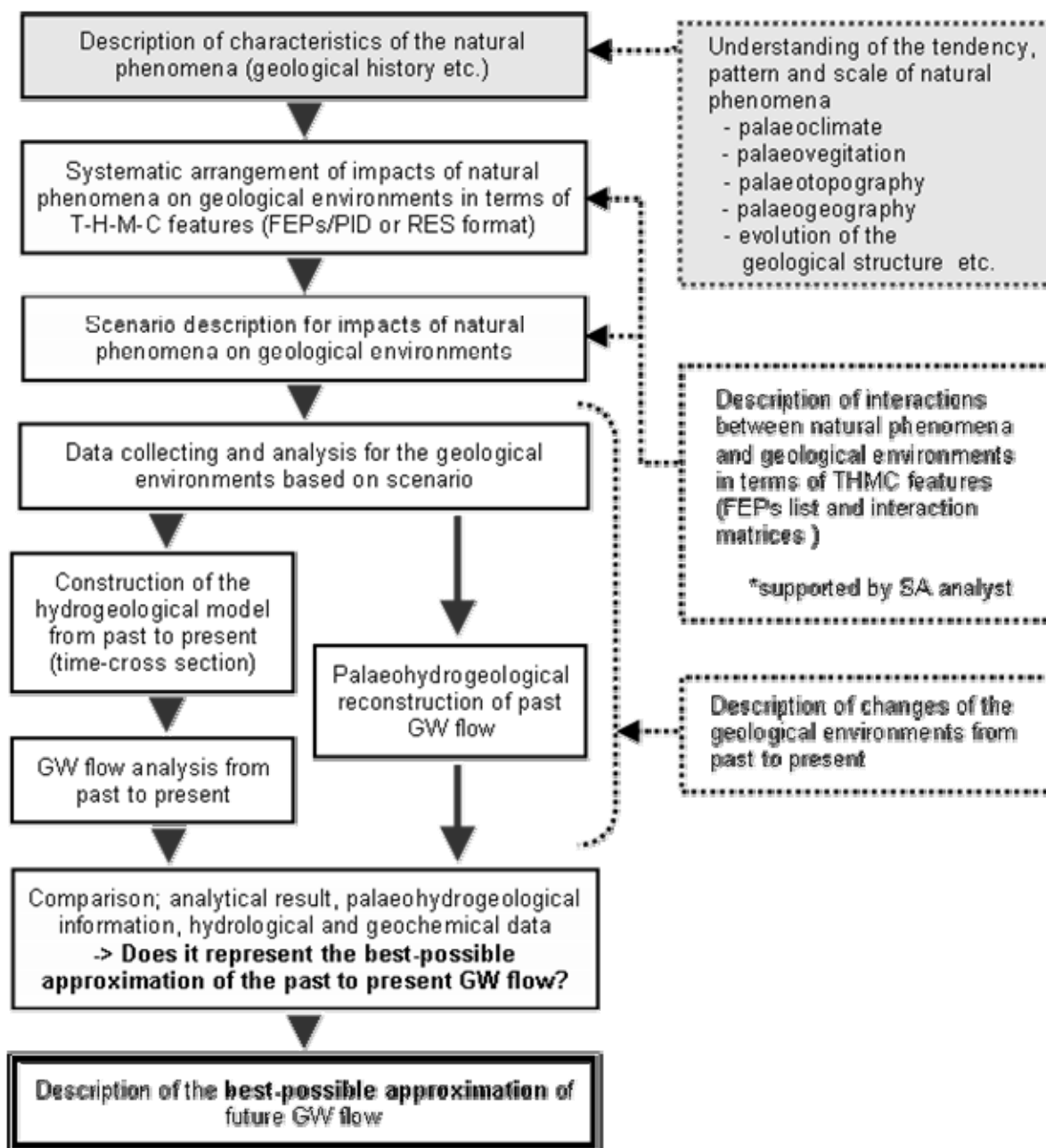


Fig. 4.5.1-1 The range of the Phase 1 (grey square) in the sequence of tasks for the study on the long-term stability of the geological environments in and around the Horonobe area.

4.5.2 調査研究の手法

調査に当たっては、まず、既存情報に基づき、幌延地域において過去に生起した天然現象の概要を把握するための調査を実施した。その後、主な調査項目及び調査対象とする空間スケールを設定するとともに、空間スケール及び調査段階ごとにデータフローを作成し、それらに従って調査研究を進めた。以下に述べるように、空間スケールは 5 段階、調査段階は、3 段階（既存情報を用いた調査・解析、地表からの調査・解析、ボーリング孔を用いた解析）に区分した。

調査対象とする空間スケールは、個々の天然事象の発生規模や影響範囲及び解析における空間分解能に加えて、幌延地域で過去に生起した天然現象の特徴を考慮して設定した（Fig. 4.5.2-1, 2）。北海道周辺海域と北海道全域を対象とした空間スケールは、幌延地域で生起する天然現象の背景となる広域テクトニクスを把握するスケールであり、北海道周辺のプレート境界と主な変動帯を含むように設定した。また、既存情報を用いた調査により個々のプレート運動に関する情報収集を行う必要性から、大きく設定した。北海道北部地域を対象とした空間スケールは、広域テクトニクスのもと幌延地域周辺で進行する地震活動や火山・熱水活動とともに、古気候の概要を把握するスケールである。このスケールは、北海道全域におけるネオテクトニクス区分、幌延地域が属する天北堆積盆の空間的広がり、氷期における海水準低下量及び幌延地域西方の海底地形を考慮して設定した。幌延地域とその西方海域を対象とした空間スケールは、堆積盆の空間的広がりなどに加えて、北海道北部地域における北北西－南南東トレンドの地質構造を考慮して、それに直交する方向に設定したスケールであり、幌延地域の地質構造発達や古地理を主な調査項目としている。このうち、陸上部分に相当する幌延地域を対象とした空間スケールでは、既存の反射法地震探査断面図及びボーリング調査結果などが利用できることから、その解析に当たってより詳細なデータを必要とする隆起・沈降史解析を主に実施する。幌延町北進地区（研究所設置地区とその周辺）を対象とした空間スケールは、主に地形変化の様式を把握するために設定したスケールである。幌延地域における地形は、地層ごとにその特徴が異なることが知られていることから、幌延地域に分布する主な地層群を含めることができるように設定したスケールである。

データフローは、調査研究全体の「目標」に対して、調査の種類と組み合わせ、取得するデータの種類、データの解釈及び異なる分野間で得られた情報の統合など、実際の作業の流れに沿って基本的な調査研究の進め方を示すものである。そして、これにより、調査・解析・評価に至る一連の調査手法の体系化を例示するものである。本研究では、調査対象とする空間スケール及び調査段階ごとにデータフローを作成し、どの時点でどのような調査研究を実施したかを把握できるようにした（Fig. 4.5.2-3a～d）。このデータフローを用いて調査・解析・評価に至る一連のプロセスを繰り返し行うことにより、地質環境の理解度を高めていく。なお、このデータフローは、調査の進展に伴い、調査項目や解析項目の見直し及びそれら項目の連結などが適宜改定されていくものであり、確定したものではない。Fig. 4.5.2-3a～d は、第 1 段階の終了時点におけるデータフローであり、第 2 段階以降の調査研究の進展により、適宜改訂されていくものである。

(1) 既存情報を用いた調査・解析

既存情報を用いた調査では、幌延地域とその周辺地域を対象として、地層処分において考慮すべき天然現象¹²⁰⁾である地震・断層活動、火山・火成活動、隆起・沈降・侵食及び気候・海水準変動に関する変遷とその規模などの概略を把握することが必要となる。これにより、地表からの調査・解析及びボーリング孔を利用した調査・解析段階以降において詳細な調査研究を行う地質事象や研究対象領域の設定が可能となる。その際、幌延地域に限定した調査ではなく、幌延地域とその周辺地域、少なくとも幌延地域を含む構造帯（もしくは地質体）を対象とした調査・解析を行うことが重要である。

既存情報を用いた調査では、日本全国を対象として実施された研究成果の出版物やデータ集¹³³⁾、¹³⁴⁾などを参照するとともに、幌延地域とその周辺における調査・研究成果（本地域を対象とした学術研究論文や北海道立地質研究所発行の地質図幅など）を対象とした調査を実施した。また、過去の地震活動及び隆起速度の推定については、既存情報の取りまとめに加えて、収集した情報に基づく解析を実施した。以下にそれら解析方法について述べる。

過去の地震活動については、文献史料に基づいて過去の地震（歴史地震）を研究する史料地質学的手法¹³⁵⁾を適用し、地震発生域や発生周期を検討した。対象とした文献史料は、宇佐美¹³⁶⁾や総理府地震調査研究推進本部地震調査委員会¹³⁷⁾に加えて、アイヌの口碑伝説と歴史記録、松前藩や津軽藩の文書及び編纂物、そして、江戸幕府により建立された蝦夷三官寺のうち、道東の厚岸国泰寺に残されている寺務日誌「日鑑記」などである。それら収集した文献史料について、石橋（1995）¹³⁸⁾による手順にほぼ従い、史料吟味・選別及び地震学・地質学的考察を行った後、総合判断による各地震像の構築を行った。

北海道は、本州とは異なる独自の文化的変遷を経ており、12・13世紀以降はアイヌ文化期となる。アイヌ文化期における地震活動の検討に際しては、まず、地震に関するとされるアイヌの口碑伝説、歴史記録、各地のコタン（集落）で伝えられている儀式や教え¹³⁹⁾、及びアイヌ語地名を対象として史料収集を行った。その後、それら口碑伝説等の収集された地域について、1) 地質学的に地震が生じうる地域であるか、2) アイヌ文化期以降の歴史時代においても地震を被っていたか、さらに、3) 歴史時代の地震において観察された自然事象がアイヌの口碑伝説から読み取れるか、などを考察したうえで、「過去に地震が起こった可能性がアイヌの口碑伝説や歴史記録に残されているかどうか」を評価した¹⁴⁰⁾。

松前藩や津軽藩の文書記録及び日鑑記についても同様に、原典に当たるのではなく、後の研究者がまとめたそれら原典の編纂物である二次史料（「のちに書かれた編纂物」¹⁴¹⁾を対象として、地震に関する文献史料を収集した¹⁴²⁾、¹⁴³⁾。また、文献史料に基づく歴史地震の解釈については、前述した石橋（1995）¹³⁸⁾による手順にほぼ従うとともに、複数の文献史料において同一日時に発生した地震が記載されているかどうか、複数の地点で地震の発生が確認されているか、及び津波堆積物や液状化痕などの地震イベント堆積物が残されているかどうかなどの検討を行い、地震発生についての信憑性を評価した。

隆起速度については、既存文献¹³⁴⁾、¹⁴⁴⁾による海成段丘面の海洋酸素同位体ステージ（以下、「MIS」という）の対比に基づき、幌延地域西部に分布する海成段丘面の形成時期と段丘面高度を利用して、過去数十万年間における同地域の隆起速度を算定した。隆起速度の推定には、変動量を算定する基準によっていくつかの手法が試みられてきた¹⁴⁵⁾。沿岸部に発達する海成段丘は、隆起速度を算定するための良い指標である。特に、現在から約 12.5 万年前の最終間氷期最盛期（MIS 5e）に形成された海成段丘は、全国的な分布がほぼ把握され、隆起速度の指標として広く用いられている。幌延地域を見ると、その西部に位置するサロベツ原野の縁辺には、約 30～10 万年前（MIS9～5c）に形成された海成段丘面が広く分布しており¹³⁴⁾、それらを利用した隆起速度の推定が可能である。そのため、まず初めに、空中写真判読を行うとともに、既存文献を参考にして幌延地域における海成段丘面分布図を作成した（Fig. 4.5.2-4）。判読に利用した空中写真は、米軍 1947 年撮影 40,000 分の 1、国土地理院 1977 年撮影 10,000 分の 1、及び幌延町 2000 年撮影 20,000 分の 1 である。段丘面及び旧汀線の判読にあたっては、面の分布高度、傾き、連続性、開析の程度、及び傾斜変換点などを参考にした。相対的に高い（古い）段丘面では侵食などにより平坦面が不明瞭であったため、定高性のある地形をつなげて想定される平らな面（背面）を参考に区分した。判読した結果は、国土地理院発行 25,000 分の 1 地形図と合わせて段丘面分布図として表現した。なお、旧汀線高度は、国土地理院発行 25,000 分の 1 地形図のコンター間

隔を 10 分割して読み取った。そして、小池・町田 (2001)¹³⁴⁾による方法に従い、海成段丘面が示す相対的な旧汀線高度からユースタティックな変動による海水準高度を差し引くことにより、隆起量 (垂直変動量) を算定した。

(2) 地表からの調査・解析及びボーリング孔を利用した調査・解析

i) 地震活動

気象庁では、国立大学法人等の研究機関が取得した地震観測データを取りまとめ、全国一律の速度構造を用いて震源決定を行い、気象庁一元化データベースとして公表している¹³³⁾など。これにより、北海道北部地域における地震活動の概略を知ることができる。しかし、北海道北部地域の日本海側では、新第三紀から現在に至る堆積物の全層厚が 6,000m に達し、表層付近における速度構造が全国一律のそれとは大きく異なっていることが想定される。また、幌延地域の地震観測網が粗いため、その震源決定精度は低い可能性が高い。このため、原子力機構では、2002 年度から 2003 年度にかけて幌延町内に合計 4 箇所の地震観測点 (Fig. 4.5.2-5) を設置して連続観測を行い、得られた地震観測データを高感度地震観測網¹⁴⁶⁾のデータと統合し、幌延地域とその周辺における震源分布等の解析を実施した。

解析では、北海道北部地域の地震観測網で計測された微小地震群を対象として、同地域のうち、特に幌延地域における震源の再標定を行った¹⁴⁷⁾。解析では、全国の研究機関で広く使用されている WIN システム付属の震源計算処理プログラムである hypomh¹⁴⁸⁾及び震源の高精度標定法であるマルチプレット・クラスタリング解析法を適用した。マルチプレットとは、発生時間が異なるにも関わらず波形が相互に類似した微小地震及び AE (アコースティック・エミッション) 群のことであり、同一の断層面あるいは断層システムにおいて類似したメカニズムにより発生したイベントであると考えられている。マルチプレット・クラスタリング解析 (以下、MC 解析) とは、クロススペクトル解析による到来時刻差検出、震源相対位置標定 (MC 解析)、及びマルチプレット間の相対位置標定法 (クラスタリング解析) を組み合わせた解析法である。本解析法は、個々の断層の走向傾斜や相互の位置関係の推定に有効な震源位置決定法であるとともに、断層面の形状等の地下構造に関する有用な情報を与えることができる¹⁴⁹⁾。

Fig. 4.5.2-5 に、解析で使用した地震観測点の位置を示す。解析では、2002 年 12 月 20 日から 2005 年 9 月 30 日の間に Hi-net により震源位置が決定されている 4,217 イベントを対象とし、その中で、原子力機構が設置した 4 つの観測点のうち 2 つ以上の観測点で計測されている 221 イベントを抽出して解析対象波形データとした。また、速度構造については、北海道北部地域での臨時地震観測に基づき決定された速度構造¹⁵⁰⁾を使用した。

地震発生に伴う地質環境の変化として、地震発生前後における北海道北部地域での基線長の変化及び地下水水圧の変化を検討した。基線長の変化については、原子力機構が設置した HDB-1 観測点と国土地理院の GEONET 観測点との基線長について、GPS 観測データによる検討を実施した (4.7.2 (3) 参照)。また、地下水水圧については、HDB-1 孔に設置した MP システム (4.7.5 (1) 参照) による地下水水圧の経時変化を検討した。対象とした地震は、基線長変化については 2003 年十勝沖地震 (2003 年 9 月 26 日; M8.0¹⁵¹⁾) 及び留萌支庁南部を震源とする地震 (2004 年 12 月 14 日; M6.1¹⁵¹⁾) であり、地下水水圧については、2003 年十勝沖地震について検討した。

ii) 広域テクトニクス

既存情報によると、幌延地域の位置する北海道北部地域は東西圧縮場における fold-and-thrust 帯の一部をなしており、約 300~200 万年以降、東から順次、褶曲構造が形成されたと考えられている^{63), 152)}。それら変動の速度、すなわち歪速度を見積もることにより、幌延地域を含む北海道北部地域における地質構造の変化がどの程度の速さで進行していくかを推定することが出来る

とともに、隆起・沈降・侵食速度（4.5.3 (2) i) a), (2) ii) c), (3) i) a)参照）と合わせて、過去から現在に至る地質構造を復元する際の制約条件を与えることが出来る。このようにして復元される地質構造の変遷は、過去から現在に至る地下水の流動を復元する際に必須のデータとなる（4.2.4 参照）。第1段階では、三角測量データ¹⁵³⁾や活断層の変位データ¹⁵⁴⁾などの既存情報の整理に加えて、GPS 観測データ及び地下地質構造断面図を用いた解析により幌延地域を含む北海道北部地域の地殻水平歪速度を推定するとともに、研究所設置地区及びその周辺を中心として実施された地質・地質構造に関する調査研究の成果と既存情報を参照し、約 250 万年前から現在に至る地質構造断面図（以下、復元地質構造断面図）を作成した。

GPS 観測データの解析には、HDB-1 孔敷地内に設置した GPS 観測点¹⁵⁵⁾（HDB-1 観測点）、国土地理院が北海道北部地域に設置した計 12 点の GPS 連続観測システム（GEONET）観測点、及び IGS（International GPS Service; 国際 GPS 事業）のグローバル観測網に属する 4 点を加えた合計 17 点の観測データを用いた（Fig. 4.5.2-6）。解析対象は、HDB-1 観測点での観測を開始した 2003 年 1 月 1 日から 2006 年 1 月 13 日までに取得したデータであり、解析ソフトウェアには、アメリカのマサチューセッツ工科大学（MIT）とスクリプス海洋研究所で開発された GAMIT（GPS software at MIT）を使用した。また、幌延地域は、前述のとおり東西圧縮場のテクトニクス下にあると考えられる。このため、東西方向について、HDB-1 観測点と各 GEONET 観測点間（利尻、浜頓別、及び枝幸観測点）の基線長を用いて歪速度 [year^{-1}] を求めた。解析では、1) 観測期間内の基線長の変化量を求め、2) その基線長の変化量と GPS 観測を開始した時の基線長との比から、観測期間あたり（ここでは約 3 年間）の歪を計算し、3) 1 年間あたりの歪に換算して歪速度 [year^{-1}] を求めた。なお、基線長の変化量については、Synergy Software 社の KaleidaGraph ver. 4.0 に組み込まれているカーブフィット機能を利用して、季節変動のような周期的な変動と長期間にわたり累積していく変動とを表現できる関数形によりフィッティングを行った。

地下地質構造断面図を用いた解析では、幌延地域とその周辺地域で実施された反射法地震探査によって解釈された地下数 10km までの地質断面図について、バランス断面法¹⁵⁶⁾の概念を適用し、岡村（1998）¹⁵⁶⁾の方法を参照して北海道北部における地殻水平短縮量の推定を行った。バランス断面法では、変形前と変形後の地層の収支バランスを考慮して、褶曲や断層などの変形を元に戻したときに変形前の地層が積み重なった状態に過不足なく復元した断面図を作成する¹⁵⁷⁾。ここで、断面図における「地層の面積」や「地層面などの長さ」は変形の前後で変化しないと仮定している。このため、背斜構造の形成開始前に形成されたと推定される地層（函淵層、稚内層、勇知層）の基底面について、断面図上における長さを測定して変形前の長さとし、現在の直線的な長さを変形後の長さとして短縮量を推定した。また、伊藤（1999）¹⁵²⁾は、幌延地域西部のサロベツ背斜から大曲断層に至る地域において石油公団が実施した反射法地震探査の結果を解釈している。それらに基づき、反射法地震探査断面の背斜軸部における地層の薄化と向斜軸部における地層の厚化から、幌延地域における褶曲構造の形成が勇知層堆積時に開始されたと推定し、背斜の成長開始をおおよそ 270～260 万年¹⁵²⁾としている。これらのことから、幌延地域に分布するそれら褶曲構造の形成が 270～260 万年程度前に開始されたものと仮定して、上記の短縮量、すなわち歪量を 270 万年及び 260 万年で割り算し、1 年間あたりの歪速度を求めた。

復元地質構造断面図の断面線については、表層水理調査や地下水流動解析の結果（涵養域等の情報; 4.2.3 (2) 及び 4.2.4 参照）を参照し、清水川上流付近と地形的な低所である天塩川付近を通るようにすること、海水準変動を考慮できるように、大陸棚外縁付近（水深約 140m）を含むこと、主な地質構造要素が含まれるように、地質構造や地質分布のトレンドとほぼ直交する方向であること、などを考慮して設定した（Fig. 4.5.2-7）。また、現在の地質構造断面図の作成に当た

っては、研究所設置地区及びその周辺を中心として実施された地質・地質構造に関する調査研究の成果（4.1 参照）、既存情報としては、海底地質構造図¹⁵⁸⁾などや海域音波探査データ¹⁵⁹⁾、反射法地震探査断面の解釈結果、及びそれらの情報を取りまとめた文献¹⁶⁰⁾などを参照した。さらに、現在の地質構造を基準として作成する過去から現在に至る地質構造断面図は、北海道北部地域での水平地殻歪速度や隆起・侵食速度（4.5.3 (2) i) (a), (2) ii) (c), (3) i) (a)参照）、地層の堆積時期²⁹⁾などを考慮して作成した。

iii) 隆起量及び速度の推定

隆起速度の推定には、前述の通り、変動量を算定する基準によっていくつかの異なる方法が試みられている¹⁴⁵⁾。既存情報を用いた解析では、それら変動を算定する基準として、幌延地域の西部に分布する海成段丘面を採用し、既存文献^{134), 144)}による MIS 対比に従って隆起速度を算定した。しかし、既存文献における海成段丘の形成時期については、統一した見解が得られていない。その原因の一つとして、北海道北部地域の段丘面構成層中には、肉眼で識別できる広域テフラ層がほとんど分布しておらず、テフロクロノロジーを基にした段丘面の編年が困難であることが挙げられる。そこで、幌延地域西部の幌延町下沼地区に分布する海成段丘について、詳細な地質記載を行うとともに、その段丘構成層に RIPL 法を適用して海成段丘面の形成時期を推定した。対象とした海成段丘面は、小池・町田編（2001）¹³⁴⁾により MIS 5e に対比された段丘面である。

RIPL 法（Refractive Index Physical Lobar Method）とは、風成層や湖沼・内湾性堆積物を 5～10 cm 間隔で連続的に採取した試料に含まれる火山ガラス、斑晶鉱物（斜方輝石や角閃石など）の屈折率を測定し、得られた大量のデータを統計的に解析することにより、肉眼では識別できないテフラ起源物質やテフラ降灰層序を認定する手法である¹⁶¹⁾。この手法は、近年の屈折率測定装置の測定精度や速度の飛躍的な向上によるところが大きい。RIPL 法の適応に当たっては、試料の採取をほぼ 5cm 間隔で連続的に行った。また、屈折率データのみではテフラ識別が困難なことがあるため、エネルギー分散型 X 線マイクロアナライザーによる火山ガラスの主成分分析を併用するとともに、段丘構成層中のレスに含まれる木炭の炭素-14 年代測定（加速器質量分析）も実施した。そして、小池・町田編（2001）¹³⁴⁾による方法に従って、海成段丘面が示す相対的な旧汀線高度からユースタティックな変動による海水準高度を差し引くことにより、隆起量（垂直変動量）を算定した。

iv) 古地理

古地理、すなわち過去の海陸分布や山地の位置・高度の変遷は、過去から現在に至る地下水の流動を復元する際に必須のデータである（4.2.4 参照）。この古地理の復元に際しては、対象地域に分布する地層の形成時期を把握するとともに、堆積相解析などにに基づき各地層の堆積環境を推定することが重要な問題となる。これにより、同一時期に形成された地層の認定やその時の堆積環境の空間的広がりを把握することが可能となる。第 1 段階では、地層の形成時期と古環境を推定するために、珪藻化石分析、火山灰のフィッシュン・トラック（FT）年代測定、後背地解析、堆積相解析及びシーケンス層序解析を実施した。

幌延地域に分布する堆積物のうち、声間層とその上位の勇知層については、従来珪藻化石や貝化石などに基づく検討がされてきたものの、その年代や層序に関して両層ともに様々な見解があった^{162), 163)}など。また、北海道北部の日本海側では鮮新統一更新統の各地層が同時異相関係にあり、同一岩相であっても地域ごとに地層の年代が異なることが示唆されている¹²⁾。そこで、幌延地域の西部に位置するサロベツ背斜の西翼において、声間層と勇知層の境界付近の声間層上部から採取した岩石試料を対象として珪藻化石の同定と珪藻化石帯の認定を行うとともに、FT 年代測定を実施して各地層の堆積年代を検討した²⁹⁾。

後背地解析とは、堆積構造などから推定される碎屑物を供給した流れの方向（古流向）による

堆積域の復元と碎屑物の岩石学・鉱物学的検討に基づいて、碎屑性堆積岩を構成する碎屑物の供給源を推定する手法である。碎屑物を構成する鉱物粒子や礫などの種類及び量比は、後背地に分布する地層や岩石の種類を反映するとともに、その堆積時期において、供給源となる地層や岩石が削剥環境にあったことを示す。これにより、碎屑物を含む地層とその供給源となる地層や岩石の堆積・削剥環境（およそその海陸分布）を把握することが可能となる。ここでは、更別層の礫種組成と声問層、勇知層及び更別層中に含まれる珪藻化石種の含有量を用いた後背地解析を実施した（4.7.2 (3)参照）。

更別層は多様な層相を示すことから、岩相、堆積構造、地層の基底面の形状、地層の重なり様式、地層の分布及び古流向などの情報に基づいて、対象地層をいくつかの堆積相に区分するとともに、それら堆積相の組み合わせから堆積組相を推定し、地層の堆積環境を考察した（堆積相解析）。この堆積相解析に基づく地層の累重様式から、シーケンス境界と堆積シーケンスを識別し、それぞれの堆積シーケンス形成時の相対的海水準変動量を推定した（シーケンス層序解析）。なお、堆積相解析とシーケンス層序解析には連続露頭における地質記載を必要とするが、更別層の連続露頭は幌延町内でも数が限られている。ここでは、数少ない更別層の連続露頭のうち、同層の最下部を連続的に観察することができる調査箇所（調査地点は Fig. 4.5.3-18 参照）を選定し、地質記載と解析を実施した。

また、MIS 7（約 21 万年前）以降については、幌延地域の西部にみられる海成段丘の形成時期とその分布（4.5.3 (2) ii) (c)参照）、海底地形、及びユースタティックな海水準変動を考慮して海陸分布図を作成した。

v) 侵食量及び速度の推定

侵食速度の推定には、隆起速度の推定と同様に、対象とする期間の長さや地域によって、様々な調査手法が試みられている¹⁶⁴⁾。それらのうち、最もよく用いられる手法は、ダム堆砂量のデータである。これは、ダム湖の完成以降に堆積した土砂量とその経過時間とに基づき、ダム湖の流域における土砂生産速度、すなわち、侵食速度を算定する手法である。この手法では、流域の平均的な侵食速度を定量的に把握できるという利点があるものの、ダム堆砂量の観測期間が長くとも 40 年程度であることから、より長期にわたる侵食速度の傾向を捉えきれないという欠点も存在する。ほかに、段丘面などの指標となる地形面について、その形成以降に侵食を開始した開析谷を計測し、その開析谷の深さから下刻速度を算定することも行われている。ただし、この場合には、地形面の形成時期とその形成時における形状とを正確に推定できることが前提である。いずれの場合にも、当該地域の地域特性を考慮して、適用する手法を選択することが必要である。

幌延地域には、稚内層及び声問層と呼ばれる珪質堆積岩が分布している。珪質堆積物では、地下に埋没して温度が上昇するにつれて、堆積物中に含まれるシリカ鉱物は、非晶質シリカ（オパール A）から低温型クリストバライト（オパール CT）を経て低温型石英へと相変化する¹⁶⁵⁾など。このシリカ鉱物の相変化は、Na や Ca に富む沸石や長石とともに、埋没続成過程における鉱物指標となることが広く知られている。特にシリカ鉱物の相変化は、堆積物の埋没による温度の変化に強く規制されている¹⁶⁶⁾。このため、堆積物が埋没続成変質作用を被った後、火山活動、熱水活動及びそれらに伴う熱水変質作用が生じていなければ、それら堆積物中に含まれるシリカ鉱物から推定される温度は、岩石が埋没続成変質作用によって過去に被った最高温度条件を示す。すなわち、あるボーリング孔においてシリカ鉱物のオパール CT 化と石英化の両者の深度が得られれば、そのボーリング孔における古地温勾配を求めることが可能となる。いったん古地温勾配を求めることができると、オパール CT 化もしくは石英化の温度条件及び古地温勾配獲得時の地表面温度を仮定することにより、古地温勾配獲得時のオパール CT 化もしくは石英化の深度を見積もることができる。そして、古地温勾配獲得時におけるそれらの深度から、現在オパール CT 化

もしくは石英化が認められる深度を引いた値は、古地温勾配獲得時から現在までの期間における侵食量（削剥量）を示す。

幌延地域においては、大規模ダムが存在せず、海成段丘の分布は沿岸部に限定されている。また、研究所設置地区とその周辺では、かつての海成段丘面と推測される平坦面が存在するものの、それらの形成時期や形成時の形態を正確に推定するまでに至っていない。さらに、研究所設置地区及びその周辺には、珪質堆積岩である稚内・声問層の分布が広く認められる。これらのことから、これらの地層中に含まれるシリカ鉱物の相変化を指標とした侵食量の推定を行った。

シリカ鉱物の相転換温度については、いくつかの報告がなされている。Aoyagi and Kazama (1980)¹⁶⁵⁾によると、非晶質シリカ鉱物が続成変質によりオパール A（非晶質シリカ鉱物）からオパール CT（低温型クリストバライト）へ変化する温度は 45°C、オパール CT から石英（低温型石英）へ変化する温度は 69°C であり、吉村（1994）¹⁶⁷⁾によるとそれぞれ、50°C、80°C と考えられている。ただし、著しく複雑な隆起沈降を生じていた場合は、これだけでは古地温勾配を求めることができないため、注意が必要である。なお、4.5.3 (3) i) (a) の議論において、シリカ鉱物の相転換温度については、Aoyagi and Kazama (1980)¹⁶⁵⁾及び吉村（1994）¹⁶⁷⁾の値を用いることとして、Fig. 4.5.2-8 に示した作業フロー¹⁶⁸⁾に従い、侵食量及び侵食速度（削剥量及び削剥速度）の推定を行った。

vi) 地形変化の様式

地表形態である地形を改変するあらゆる物理的・化学的変化を地形プロセスという。すなわち、地形形成作用の作動のしかた、地形形成の機構（メカニズム）、地形変化の過程などがそれである¹⁶⁹⁾。それら地形プロセスの主なもの、風化、侵食、運搬、堆積であり、それらの理解を通して、ある地域の地形の成り立ちや変化を推定することが出来る。第 1 段階では、幌延地域に分布する地層をほぼ網羅することのできる幌延町北進地区を対象として、それらプロセスの相互作用により生じる地形変化の様式を検討した。はじめに、地形図による地形計測や空中写真を用いた地形判読により、水系図、段彩図、起伏量分布図、谷密度（水系密度とも言う）分布図及び地すべり地形分布図を作成するとともに、現地調査により地すべり地形と地形構成物質を確認し、現在の地形の特徴を把握した。そして、それら地形の特徴と地質分布（4.1; 地質図は付録 1 参照）との比較に基づき、同地区に分布する地層ごとの地形変化の様式を検討した。また、北進地区を流域とする河川の濁度測定に基づき、各流域の浮流土砂流量を算定した。そして、植生分布や土地利用、地質分布などの流域特性と浮流土砂流量とを比較することにより、各流域における現在の地形変化の特徴を検討した。対象流域は、表層水理調査において設定した幌延町北進地区の調査対象流域（4.2.3 (1); Fig. 4.2.3-2, 4.2.3-3 参照）と同一である。

水系図と起伏量分布図の作成では、国土地理院発行の 25,000 分の 1 地形図を使用した。水系図の作成に当たっては、水系次数にかかわらず、等高線の凹みで示される谷線と地形図上に示されている河川をすべてトレースした。起伏量及び谷密度は、鈴木（2000）¹⁷⁰⁾に従って、地形図に 500m 四方の方眼をかけ、前者については各方眼内の最高標高点と最低標高点の高度差（比高）を目視で読み取り、後者については、各方眼内の外節（1 次谷）と内節（2 次以上の谷）の総本数を谷線の本数として方眼の面積で割ることにより、それぞれ起伏量及び谷密度とした。地すべり地形については、国土地理院 1977 年撮影 10,000 分の 1 空中写真を用いて判読するとともに、判読した地形を国土地理院発行 25,000 分の 1 地形図に記入して地すべり地形判読図とした。地すべり地形の判読基準については、山岸編（1993）¹⁷¹⁾に従い、地すべり地形の基本地形要素である滑落崖と移動体の地形組み合わせからなるものを地すべり地形として表現した。大規模な地すべり地形では、より小さいブロックに細分される場合や、2 次滑落崖や亀裂・小丘・凹地などの内部地形が見られることがあるが、それら内部地形については省略した。

河川水中の浮流土砂濃度は、河川水を採取し、実験室で測定する方法が一般的であるが、連続データを得ることができないなどの問題点がある。そこで、機器による連続観測が可能であり、かつ浮流土砂濃度と相関があると考えられる濁度を利用して浮流土砂濃度を推定した。そして、河川流量と合わせて、表層水理調査で設定されている各流域（4.2.3 (1); Fig. 4.2.3-3 参照）の浮流土砂流量を算定した。ここでは、短期間に河川水位が大きく増減し、その変動過程で濁度と浮流土砂濃度の連続データを得ることができた 2005 年 9 月上旬の台風 14 号通過時を対象とした。濁度（単位: [NTU]）については、P-3、P-4 及び P-5 地点において河川流量観測機器とともに設置している濁度計により、10 分間隔 24 時間で連続観測を行っている。設置した濁度計は、分解能 1 NTU、測定範囲は 0~800 NTU であり、台風のような大規模出水においても測定可能である。また、台風 14 号通過時の約 2 日間、24 時間体制で P-3 及び P-5 地点の河川水を採取するとともに、それら試料を室内濁度分析に供した。浮流土砂濃度 C [mg L^{-1}] については、幌延町北進地区でこれまでに採取した河川水 90 試料の室内濁度分析結果と合わせ、濁度と浮流土砂濃度との相関式を決定して連続データを得た。そして、浮流土砂流量 F [g s^{-1}] は、浮流土砂濃度 C [mg L^{-1}] と河川流量 Q [$\text{m}^3 \text{s}^{-1}$] より、 $F = C \times Q$ の関係式により算定した¹⁷²⁾。以上のような手法で得られる浮流土砂流量は、各流域において、濁度計を設置した地点よりも上流側での侵食作用により生産された土砂のうち、あくまでも浮流により運搬された土砂流量であることに注意が必要である。

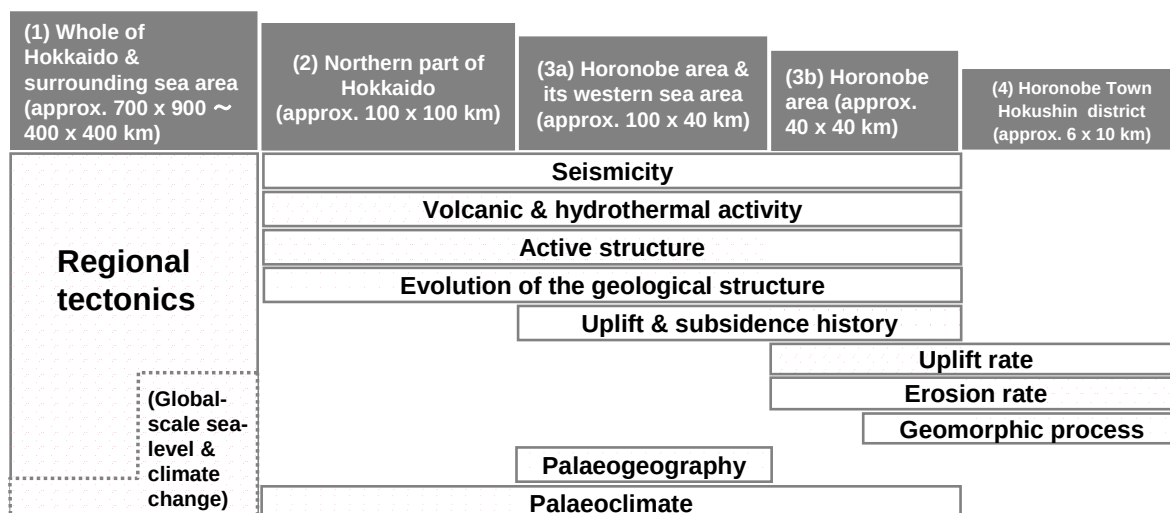


Fig. 4.5.2-1 Scales for R & D activities in a study on the long-term stability of the geological environments in and around the Horonobe area. Pink-colored items are the range of phase I.

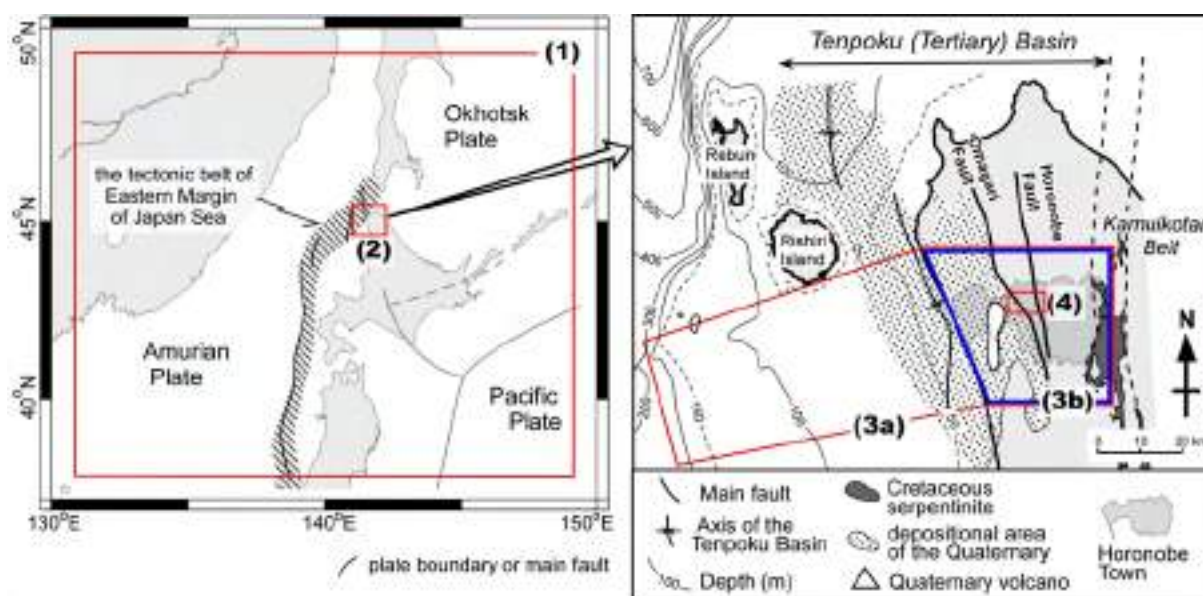


Fig. 4.5.2-2 Scales for R & D activities. The numbers in parenthesis are corresponding to Fig. 4.5.2-1. Distribution of plates (left) are after Taira (2002)¹⁸⁶⁾. The tectonic division in the northern part of Hokkaido (right) is modified from Oka (1986)²³⁾.

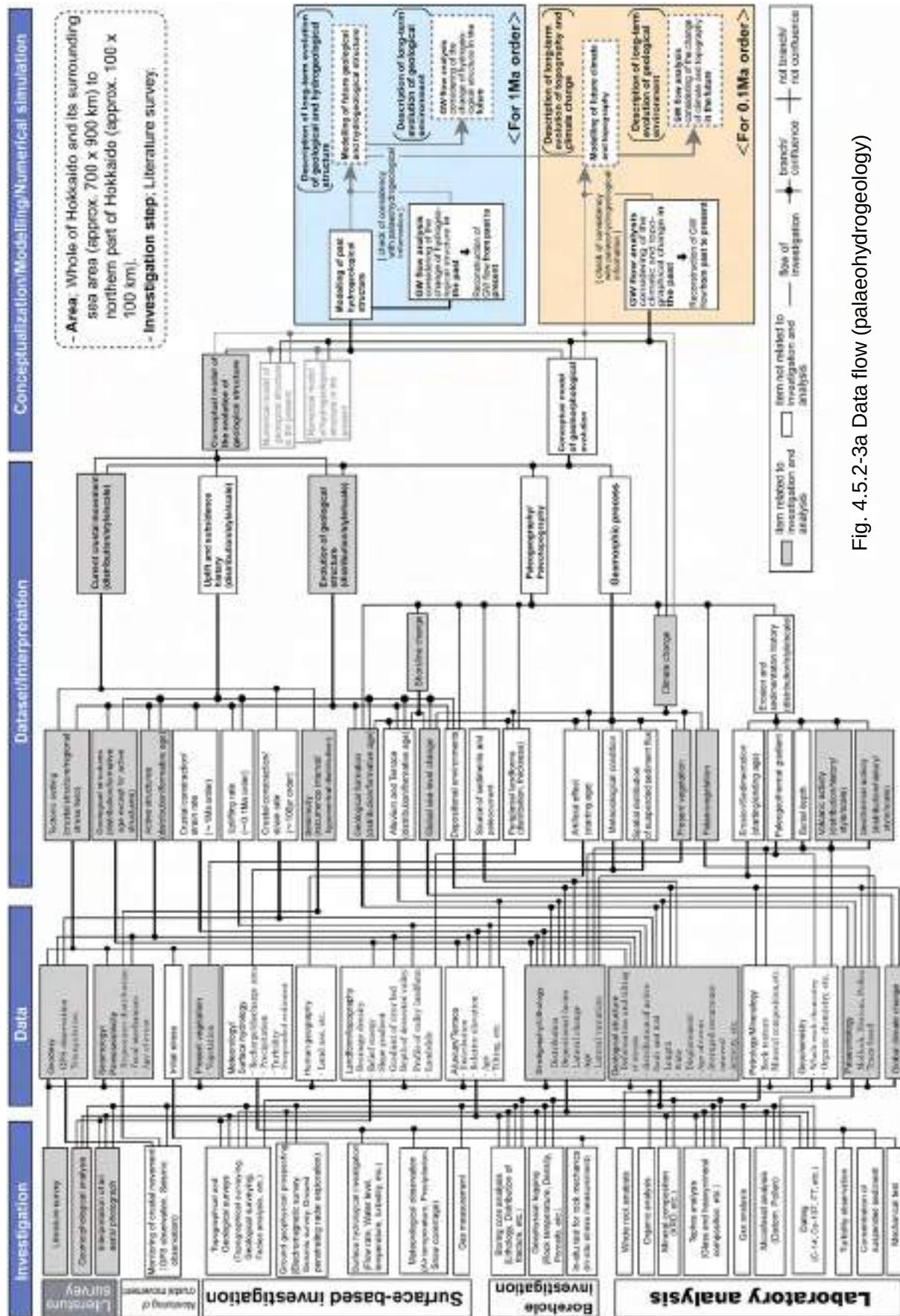


Fig. 4.5.2-3a Data flow (palaeohydrogeology)

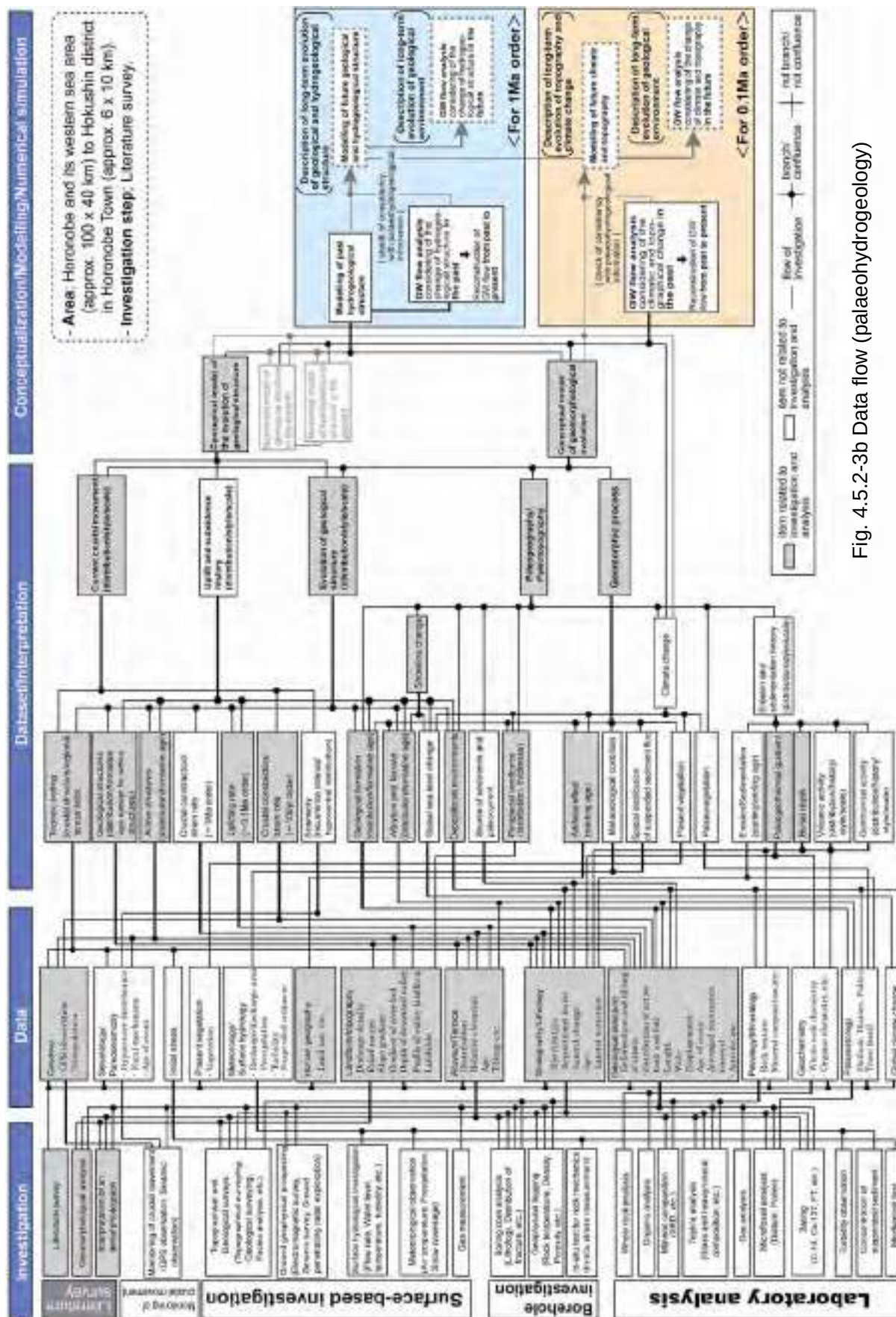


Fig. 4.5.2-3b Data flow (palaeohydrogeology)

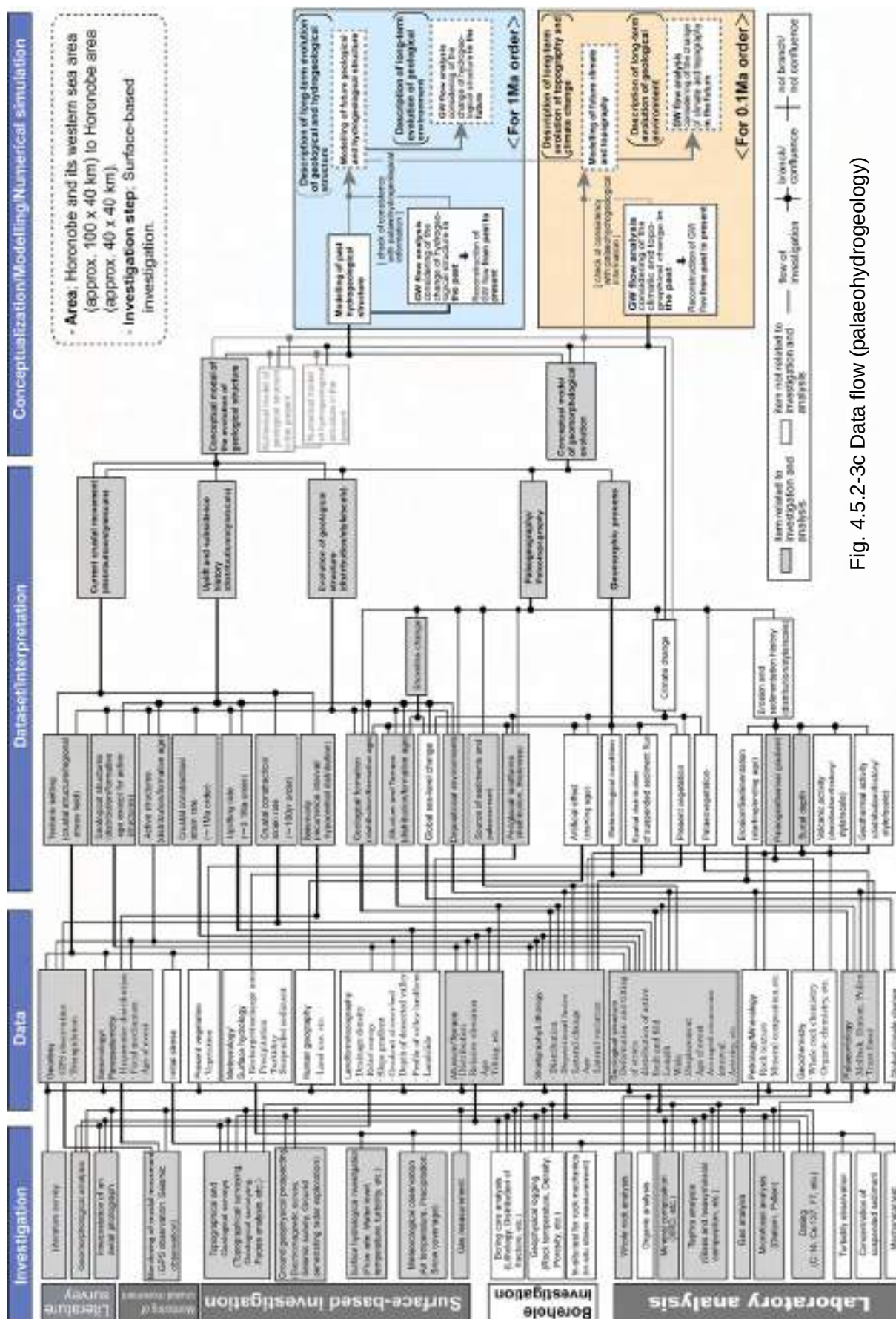


Fig. 4.5.2-3c Data flow (palaeohydrogeology)

Fig. 4.5.2-3d Data flow (palaeohydrogeology)

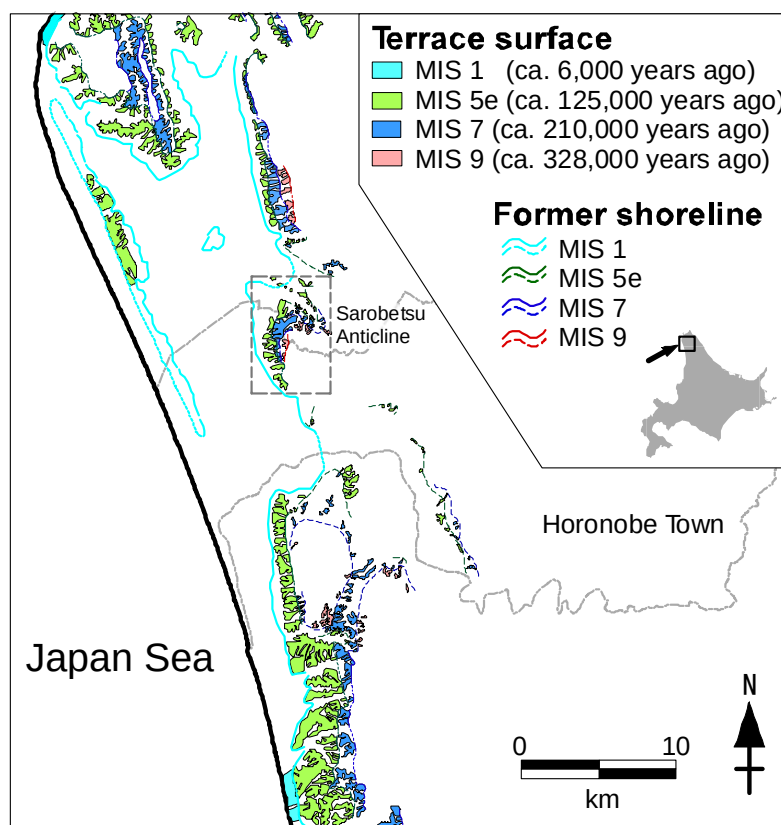


Fig. 4.5.2-4 Distribution of marine terrace and former shoreline from MIS9 to 1. The MIS correlation is after Koike & Machida (2001)¹³⁴.

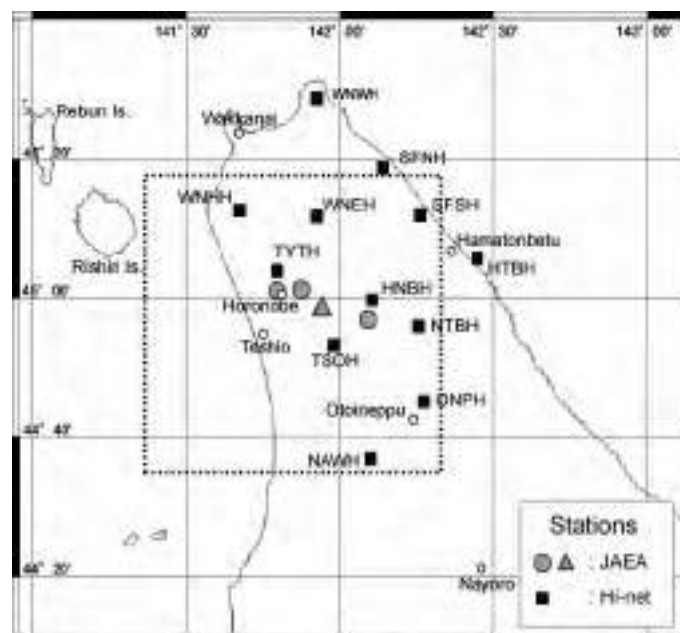


Fig. 4.5.2-5 Seismic stations in the northern part of Hokkaido. Station codes are shown next to the each symbol. Solid grey triangle shows the Kami-Horonobe station. The area surrounded by dashed line is corresponds to Fig. 4.5.3-10.

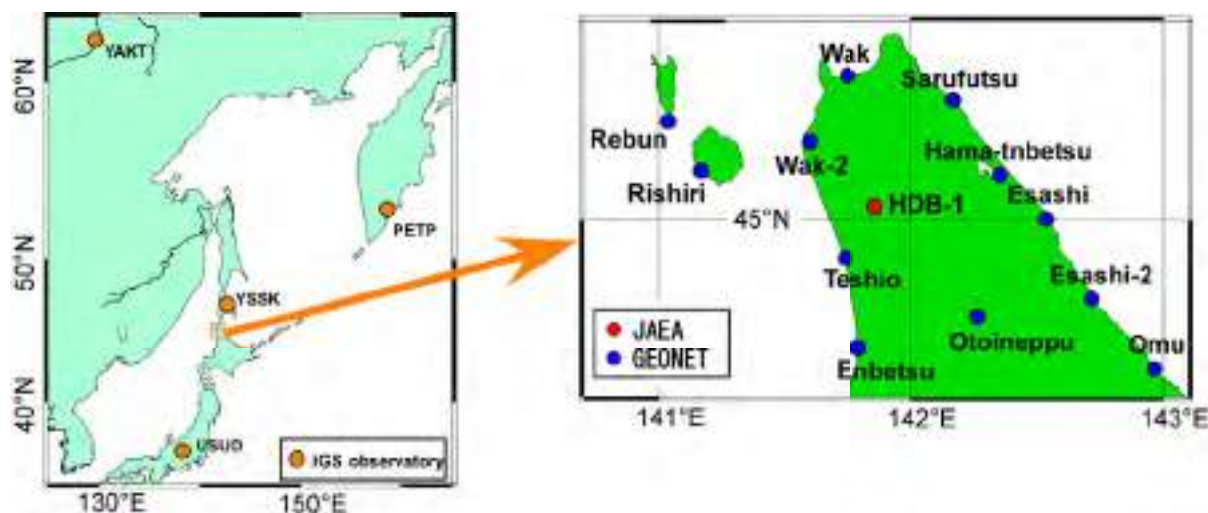


Fig. 4.5.2-6 GPS stations in and around the Horonobe area.

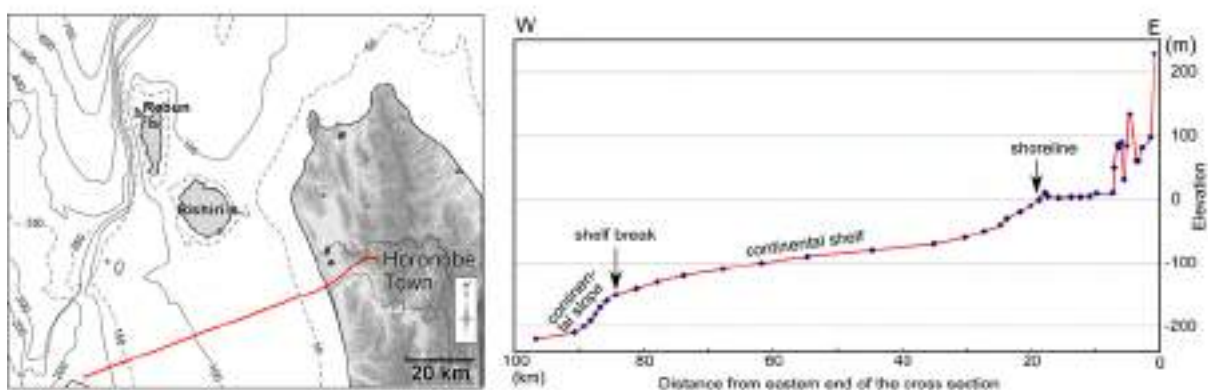


Fig. 4.5.2-7 Location of geological cross section in Fig. 4.5.3-15 (left; red line) and geomorphic section along the line (right). Sea bottom topography (left) is after Koaze (2003)¹⁴⁴. Geomorphic profile (right) is based on data of Japan Coast Guard (1972)¹⁷³. The shaded relief map is after the Geographical Survey Institute (2001)²²³. Vertical: Horizontal = 100:1

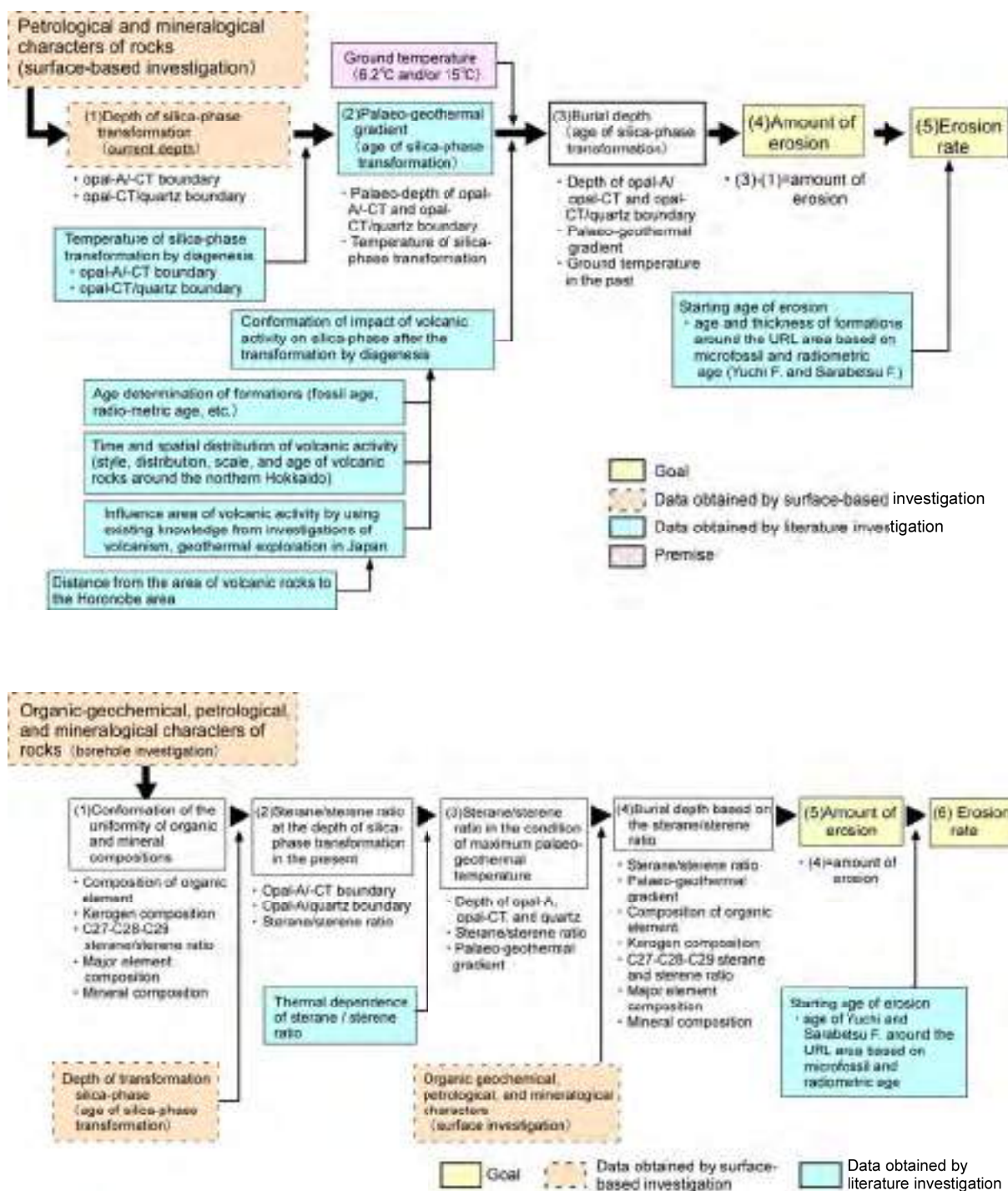


Fig. 4.5.2-8 Work flow for the estimation of erosion rate by using of the transformation of the silica mineral phase (upper chart) and the change of Sterane/Sterene ratio (lower chart), after Takahashi et al. (2005)¹⁶⁸⁾.

4.5.3 調査研究の結果と解析

(1) 北海道全域とその周辺海域及び北海道北部地域を対象とした調査

i) 既存情報を用いた調査・解析

(a) 地震活動

1980年代以降、北海道内における地震観測網の充実や臨時地震観測等によるデータの増加により、北海道北部地域では微小地震 ($M < 3$) が多く発生していることが明らかになってきた。これらの地震活動は神居古潭帯を含む日本海側で顕著であり、オホーツク海側の地震活動度はきわめて低い。北海道の北西部を南北に縦断する幅約 50km の地震帯が認められ、深さ 15~30km 付近に数多くの地震が発生している^{174), 150)}など (Fig. 4.5.3-1)。また、微小地震の活動度は日本海沿岸において特に高い。それらのメカニズム解は、深さ 10km 以浅で東西圧縮を最大主応力とする逆断層成分を含む横ずれ断層型、深さ 20km 近辺では正断層型を示す¹⁵⁰⁾。また、北海道北部地域の日本海側では、群発地震が時折発生することも知られている。幌延地域に限ると、1975 年、1986 年及び 1992 年と過去に複数回の群発地震が発生しており、1992 年の群発地震では最大 $M4.3$ を記録している¹⁷⁵⁾など。

地震観測が開始される以前の過去の地震活動（歴史地震）について、文献史料を対象とした地震に関する歴史記録の収集を行った結果、地震もしくはそれに起因すると考えられる津波に襲われた地域及び可能性のある地域は、太平洋側、とりわけ内浦湾沿岸と胆振～日高海岸及び釧路海岸に多く、内陸では、沙流川中流域、十勝川中流域及びサロマ湖の東側とその内陸部である屈斜路湖周辺に多いことが明らかとなった (Fig. 4.5.3-2)。これらの地域性は、被害地震の震央分布¹³⁶⁾に類似している。

アイヌ文化期の神の家や戦いのための砦施設とされるチャシの分布と地震や津波に関する口碑伝説などが記録されている地域との比較及びアイヌ文化期の期間などに基づくと、この地域性は過去 800 年程度継続していたといえるであろう¹⁴⁰⁾。なお、個々の文献や口碑伝説の中には年代や時代を特定することのできるような記述はなく、口碑伝説など残された地震に関する出来事は、アイヌ文化期かそれ以前に生じたものと推測される。

さらに、和人による文献史料については、1611 年～1880 年までの期間において、これまでに北海道内で知られていない有感地震を 146 回記載できた。また、1881 年以降の地震については、宇佐美 (2003)¹³⁶⁾に全て記載されていることが確認できた。これら地震記録をみると、1611 年に発生した会津地方の地震 (1611 年慶長三陸地震) からはじまり、当初は道南地方で発生する地震のみが記載されていたが、1780 年に道東、1792 年に道央の地震が記録されるようになる (Fig. 4.5.3-3 左上)。1816 年以降は、厚岸地域での地震記録が増大し (Fig. 4.5.3-3 中央)、その後は内陸型の地震 (日高地方) とともに、全道的に地震記録が残されるようになる (Fig. 4.5.3-3 右下)。北海道の歴史についてみると、1604 年松前藩の成立、1624~44 年の厚岸場所開設、そして 1754 年には国後場所が開設されている^{142), 176)}。また、1816 年以降は、自然災害も含めた厚岸地域周辺の様子が厚岸国泰寺の住職により「日鑑記」として記録されるようになり、その後、明治中期～大正時代にかけて開拓民が全道に移住し、気象台の地震観測網が充実した。よって、時代ごとに異なる地震記録の偏在性と記録数の増加は、道内への和人の進出に応じたものであり、地震発生そのものの地域性や周期性を示すものとは考えにくい。

このように、北海道とその周辺における史料地震学的手法を用いた歴史地震調査では、地震発生周期などの時代性について検討することは困難である。しかしながら、その地域性については、アイヌ文化期から現在に至るまで、地震記録が北海道北部地域で少なく太平洋沿岸地域において多いという傾向が読み取れる (Fig. 4.5.3-3)。前述したように、この地域性は 12・13 世紀以降から現在に至る約 800 年間に亘って継続していたと考えられる。一方、池原 (2000)¹⁷⁷⁾は、北海

道礼文島西方の利尻トラフから採取した海底堆積物コアにおいて、地震時の斜面崩壊堆積物と考えられるタービダイトを2枚見出し、その解析結果に基づいて、利尻トラフ付近における大地震の発生間隔を約3,000年強と見積もっている。これらのことを総合すると、北海道北部地域における大地震（例えば、斜面崩壊を引き起こす程度）の発生周期は、文献史料で遡ることのできる期間よりも長い800～3,000年間程度であったと推測される。

なお、これまでに収集した文献史料の数が限られているとともに、収集した文献史料がすべて「のちに書かれた編纂物」であることから、地震の有無については検討できたものの、地震の揺れを感じた地点の分布や原典に記述されていたであろう地震の被害状況とその分布等を把握することができなかった。例えば、今回対象とした二次史料の一つである「新北海道史年表」¹⁴²⁾では、年表作成という目的のために原典の文章を要約しており、場合によっては、地震の揺れの記載や地域名が省略されている（北星学園大学、小林真人教授、私信）。地震による揺れを感じた地点の分布やその被害の分布は、地震の規模や震源域を推定する上で不可欠の情報である。これらのことから、今後、地震に関する記録の記された文献史料について、原典記述の確認を行うとともに、日本海側で発生した地震に関する文献史料の収集を進める必要がある。

(b) 活構造（活断層、活褶曲、活撓曲）

幌延を含む北海道北部地域には、地質断層と考えられている幌延断層及び大曲断層のほかに、活断層帯であるサロベツ撓曲帯（既存文献による「天塩断層帯¹⁷⁸⁾」及び「サロベツ断層帯¹⁷⁹⁾」に相当）、幌延断層の北側に位置する幌延断層帯及び問寒別断層帯の各断層帯が、西から順に分布している（Fig. 4.5.3-4 右）これらの活断層帯については、空中写真判読結果、反射法地震探査断面及びボーリング調査結果等に基づき、活断層の地表露出位置、変位量及び変位基準面の年代等が求められている¹⁷⁸⁾など。幌延断層帯（ここでは、活断層と認定された「幌延断層帯¹⁸⁰⁾」及び「幌延断層¹⁸¹⁾」を「幌延断層帯」とする）は、宗谷丘陵北部において北北西-南南東に延びる長さ約20kmの断層帯であり、数百m離れて併走する2本の断層線により構成される。東側の主断層は海成段丘面を切って東上がりの低断層崖を発達させる。また、断層帯の南半分には南から北に向かって分岐する西上がりの逆断層が認められ、主断層との間に地溝状の低地を形成する。サロベツ撓曲帯は、北北西-南南東に延びる長さ約10km前後の複数の断層から構成され、サロベツ原野の縁辺部に分布する総延長約40kmの活断層帯である。地表では丘陵斜面や海成段丘面を変位させる撓曲として現れており、サロベツ原野の縁辺は、南北に延びる撓曲によって限られている。問寒別断層帯は、問寒別川沿いに発達する丘陵中をほぼ南北に連なる長さ約20kmの断層帯である。南半部では南から北に分岐する断層線、北半部では右ステップする断層線によって構成されている。主に段丘面を西上がりに変位させ、低断層崖や撓曲崖を発達させる¹⁸⁰⁾など。また、海域では、音響地殻断面の解析に基づいて海底活断層図が作成されており¹⁸²⁾、これによると北海道北部地域には二つの海底活断層系が分布している（Fig. 4.5.3-4 左）。稚内断層系は、北西-南東走向で延びる海底活断層系であり、北海道北部地域に認められる陸上活構造の海域への延長と考えられている。武蔵断層系は、積丹半島から武蔵堆、礼文島にかけて分布する活断層で、おおよそ南北の走向を示す。

陸域におけるそれら活構造の分布は、神居古潭帯と新第三系堆積岩類との地質境界（問寒別断層帯）や更別層などの第四系堆積域（幌延断層帯及びサロベツ撓曲帯）、海域では日本海側（稚内及び武蔵断層系）に偏在しているといえる。

(c) 広域テクトニクス

北海道とその周辺海域におけるネオテクトニクスは、オホーツクプレート、アムールプレート及び太平洋プレートの相互作用によって、その基本的な枠組みが形作られている（Fig. 4.5.3-5a）。すなわち、日本海東縁部を含む北海道西半部における東西圧縮テクトニクス、太平洋プレートの

斜め沈み込みとそれに関連する千島弧前弧スリバーの西進テクトニクスである。

北海道とその周辺海域は、それらテクトニクスの差異及び地質・地質構造の分布とその特徴とから、6つの構造区に区分することができる¹⁸³⁾ (Fig. 4.5.3-5b)。I区は、西縁を奥尻海嶺、東縁を樺戸山地から礼文島を結ぶ隆起列に囲まれた構造区であり、日本海東縁部、西南北海道及び石狩低地帯を含む。南北方向の地形・地質・地質構造を主体とし、東北地方の脊梁山脈以西の部分の延長部とみなされる。本構造区では東西圧縮テクトニクスを基本とするが、東北日本弧と千島弧との島弧会合部とされる西南北海道及び石狩低地帯では、千島弧前弧スリバーの西進テクトニクスによる影響も被っているとされている。II区は、太平洋プレートの沈み込みによる影響を直接被っている構造区であり、いわゆる付加体より構成される。III区は、地形と地質構造の特徴とから4つに細分される。すなわち、南からIII1区(釧路ー根室沖海底斜面域)、III2区(釧路ー根室先新第三系隆起帯)、III3区千島弧の前弧・背弧境界の堆積盆列)、及びそれらの西側に位置するIII4区(西へ凸の弧状隆起・沈降帯群)である。III4区には、南北に延び、西に凸の分布形状をなす新生代末に形成の進行した山地や沈降盆地(十勝平野、日高山脈、馬追丘陵)が存在し、地殻変動が活発な地帯である。IV区は、火山・地熱活動の活発な火山弧であり、右雁行状配列をなす火山隆起帯や堆積盆列が分布する。II, III, IV区は、千島弧の島弧ー海溝系における太平洋プレートの沈み込みとそれに関連した千島弧前弧スリバーの西進運動(特にIII4区)により形成された構造区であり、IV4区を除いて東北東ー西南西の地質・地質構造分布をなす。V区は、中〜後期中新世には、プレート境界の斜め衝突帯の一部として活動的な地帯であったと推測されるが、鮮新世以降は地殻変動の静穏な地域であり、地震活動もほとんど認められない(後述)。VI区は、神居古潭帯から天売・焼尻島ー礼文島までの範囲である。地殻変動の活発な構造区であり、間寒別構造盆地やサロバツ原野などの第四紀以降に形成された盆地や沈降部が存在する。VI区は、I区と同様に東西圧縮のテクトニクスにより特徴付けられ、I・VI区ともに「日本海東縁変動帯」^{184), 185)}の一部を構成すると考えられる。幌延地域は、これら構造区のうち、VI区に属する地域である。

前述のとおり、幌延地域の西方の日本海東縁には、オホーツクプレートとアムールプレートの境界部に相当すると考えられている「日本海東縁変動帯」が存在する^{184), 185)} (Fig. 4.5.3-5a)。同変動帯の形成時期は、奥尻海嶺上における深海掘削の結果や日本海東縁の海域で実施された反射法音波探査による地質層序の解析結果などにより、約300〜200万年前と推定されている¹⁸⁶⁾。また、幌延地域西部に発達する褶曲構造は、微小地震のメカニズム解及び上述の反射法地震探査断面に基づく、東西圧縮場におけるfold-and-thrust帯の一部を構成しており、東から順次、褶曲構造が形成されたと考えられている⁶³⁾。以上のことから、幌延地域は後期鮮新世以降、現在と同様の東西圧縮場のテクトニクス下に置かれていると考えられる。

幌延地域が位置する北海道北部地域では、神居古潭帯を含む中生界の構造的高まりが中央部付近に存在し、その東西両側に新生代堆積盆が分布する。西側の堆積盆では新第三紀から現在に至る堆積物の全層厚が6,000mに達し、天北(第三紀)堆積盆¹⁸⁷⁾と呼ばれている。天北堆積盆は、幅60km程度の広がりを持ち、ほぼ南北に走る主要な構造線である大曲断層と幌延断層によって東部、中部及び西部の三つの構造区に分けられる(Fig. 4.5.3-5c)。それら構造区はそれぞれ、天北炭田区、稚内ー豊富東部区及び天塩平野区²³⁾に該当する。東部では、白亜系の上位に中期中新世以前の地層群が雁行状褶曲群をなして分布する。中部には、中期中新世末から鮮新世初頭の地層群が分布し、雁行状背斜群が存在する。本構造区の南部では、西急東緩の非対称背斜が発達している。幌延地域の西部は、主に鮮新統〜第四系が分布する現在まで続く新しい堆積域であり、他の構造区に比べて波長の大きい褶曲構造が発達する。また、本構造区では古第三系の地表露出は認められていないが、1970年以降に実施された深層ボーリングにより、古第三系が地下に広く

伏在することが確認されている¹⁸⁸⁾。また、第四紀以降の沈降量、活構造や震源分布など (Fig. 4.5.3-1, 4.5.3-4) に示されるように、幌延地域の西部は北海道北部において地殻変動が最も活発な地域と考えられる¹⁸⁹⁾。

(d) 火山・熱水活動

北海道の新第三紀以降における火山岩類の分布は、Fig. 4.5.3-6 のようにまとめられる。広瀬・中川 (1999)¹⁹⁰⁾は、現在の東北日本弧と千島弧との島弧会合部と考えられる石狩低地帯よりも東側を“北海道中央部～東部”、同地帯を含む西側の地域を“北海道中央部～西部”に区分し、それぞれの地域に分布する火山岩類から得られた多量の K-Ar 年代、全岩化学組成分析データ及び活動様式に基づいて、北海道の新第三紀以降における火山活動の時空分布を議論している。また、北海道とその周辺地域におけるテクトニクスと火山活動との関連についても検討している。それによると、北海道中央部～東部における中新世以降の火山活動の変遷は、背弧海盆の拡大 (19～14Ma; おそらく日本海盆)、太平洋プレートの顕著な斜め沈み込み (9～1.7Ma) 及びプレート境界のジャンプ (1Ma 前後) といった、北海道におけるテクトニクス場の変化を反映していると考えられている。

一方、幌延地域の北西に位置する第四紀火山である利尻火山については、火山体の地質調査と主要な噴出物の K-Ar 年代測定などに加え、北海道北部地域におけるテフクロノロジーの研究結果¹⁹¹⁾なども合わせて、噴火様式、噴出量、噴出率及び岩質の時間変化などに関する詳細な検討がされている¹⁹²⁾。それによると、利尻火山は約 20 万年前以降に活動を開始し、最新の噴火は数千年前と推定されている。また、利尻火山のマグマ噴出率と温度変化とが、マグマ発生の熱源としてのダイアピルモデルと調和的であることから、利尻火山の発達史は単一のダイアピルの消長で説明可能であるとしている。さらに、最近数千年間において噴火した形跡や噴気活動などが認められないこと、及び利尻火山の周辺に他の第四紀火山が存在しないことから、利尻火山を含む北海道北部は定常的に熱源が上昇する環境にはないとしている。このことは、北海道北部地域における地温勾配や地殻熱流量が、現在の火山フロント付近の地域 (知床半島から札幌南側に延び、函館へと至る地域) におけるそれと比較して低いことによっても支持されるであろう¹⁹³⁾。

北海道における熱水活動及び鉱化作用については、八幡 (2002)¹⁹⁴⁾により総括されている。それによると、北海道において後期新生代に形成された熱水性の金属鉱床は 400 を越え、その他に約 50 の硫黄鉱床及び熱水性粘土鉱床を含む熱水変質帯が存在し、それら鉱床は、西北海道、東北海道及び中央北海道の北東部に分布する (Fig. 4.5.3-7)。また、それら金属鉱床の形成時期と形成環境に基づいて熱水活動・鉱化作用のステージ区分を行うとともに、各ステージにおける熱水活動・鉱化作用の特徴と北海道周辺におけるテクトニクスとの関連について議論している。それらの結果、北海道における熱水活動と鉱化作用は、大陸地域の火成活動に伴うスカルン鉱床の形成 (西西北海道、後期前期中新世)、日本海の拡大テクトニクスの影響のもとに進行した黒鉱鉱床、黒鉱型鉱床、層状マンガング鉄鉱床の形成 (西北海道、中期中新世) 及び鉱脈型鉱床の形成開始 (中央北海道東部、中期中新世)、東西系圧縮応力場と広域的な隆起及びそれに伴う火成活動の影響のもとに進行した陸域での熱水活動と鉱脈型鉱床の形成 (西北海道鉱床区及び北東北海道鉱床区、後期中新世)、及び現在の火山フロントに沿った地域における磁硫鉄 (FeS) 鉱床及び硫黄鉱床の形成 (鮮新-更新世) に区分され、北海道におけるテクトニクスと熱水活動との密接な関連性が示唆されている¹⁹⁴⁾。

以上述べたように、文献調査に基づく、北海道における新生代の火山活動は、北海道とその周辺におけるテクトニクスと密接な関連性をもって変遷しており、それら火山活動を背景とする熱水活動及び鉱化作用もまた、同様の変遷をなす。このことから、現在のテクトニクスが将来に亘り変化しない限り、現在火山活動や熱水活動が活発である地域 (知床半島から札幌南側に延び、

函館へと至る地域)は、将来ともに大きく移動しないことが推測される。これは、現在のテクトニクスが将来にわたり変化しない限り、北海道北部地域では将来ともに火山活動や熱水活動が生じる可能性が低いことを示唆する。しかしながら、上記内容はあくまでも文献調査に基づく検討結果であり、特に、鉱床を形成するに至らない程度の小規模かつ低温の熱水活動や鉱化作用については、それら文献で取り上げられていない可能性があることを拭いきれない。また、既存の地温勾配や地殻熱流量データにより日本列島の熱構造を概観することが出来るものの、地温勾配が変化する場所を特定する場合など、より詳細な熱構造を推定するためにはデータ数が不足している現状である¹⁹⁵⁾。今後は、地質学的手法のみならず、地震波トモグラフィーや地磁気地電流(magneto-telluric; MT)法などの地球物理学的手法を用いることにより、幌延地域を含む北海道北部地域の地下深部におけるマグマや高温流体等の存在可能性を検討する^{195), 196)}とともに、モデル計算やシミュレーション等による理論的な検討をあわせて行い、文献調査による熱構造の変遷の推定に関する信頼性を向上させることが必要であろう。

(e) 古気候

汎地球的な気候変動については、深海底堆積物に含まれる有孔虫殻の酸素同位体比の変動により復元することが出来る¹⁹⁷⁾など。第四紀の気候変動は氷期-間氷期の周期的な繰り返しにより特徴付けられる。この氷河-間氷期サイクルは、新生代を通じての寒冷化傾向の中で出現し、2.5Ma~1Maまでと最近の1Maとはその周期が異なるとともに、振幅が大きくなっている。その周期は、前の時期では約4万年、後の時期では約10万年周期が主となっている。この周期の変化は急激ではなく、1.2Maから0.7Maにかけて徐々に生じたようである¹⁹⁷⁾。また、酸素同位体比が示す気候変動曲線によると、10万年周期が卓越する時期では、間氷期の温暖な気候から氷期の寒冷な気候への変化は徐々に進行するが、温暖な時期への変化は急激である。現在は、間氷期における温暖のピークをわずかに過ぎた時期にあるとされている。幌延地域の西部の大部分を占めるサロベツ原野の海拔高度は平均約2.5~3.0mであり、大部分が5m以下である。幌延地域の西方は、水平距離にして約30~45kmにわたり水深が100m以浅の海域である。このため、幌延地域では、海水準変動などにより汀線位置が変化し、将来10年以上の期間において、陸域の拡大や海域の縮小が生じると考えられる。特に、幌延地域における古気候を考える際に重要な点として、氷期には幌延地域の西に広がる大陸棚が海水準低下によって広範に陸化するとともに、最終氷期の大部分の期間にわたり、宗谷海峡がサハリンと陸橋で結ばれて内陸的な位置に変わったこと¹⁹⁸⁾、また、周辺海域に当たる日本海とオホーツク海西部は冬季に結氷していたと考えられることが挙げられる¹⁴⁴⁾。

上記のような汎地球的な気候変動のもとで変遷した北海道北部地域の古環境は、氷期に形成された化石周氷河地形の種類とその分布及び花粉分析に基づく植生の復元により推定されている。

間氷期の温暖期をわずかに過ぎた時期にある現在の北海道北部地域には、亜寒帯の樹種(トドマツなど)と冷温帯の広葉樹(ミズナラなど)とが単木として混じって森を形成するか、あるいは林としてモザイク状に隣り合っている針広混交林が分布している¹⁹⁹⁾。北海道における植生変遷の復元結果によると、このような植生は約8,000~5,000年前にかけての完新世最温暖期の初めごろに成立したと考えられている²⁰⁰⁾。しかし、約8,000年前以降から最近までの植生変遷を示すと考えられる稚内市声間沼から得られたボーリングコアの花粉分析結果によると、北海道北部地域でミズナラが主体となる森林の出現は、最上部近くになってからである²⁰¹⁾。このため、現在の北海道北部地域における気候は、北海道の他地域と比較して遅れて成立したものと推測される。

上記以前の時期である最終氷期後期以降の北海道北部地域における気候は、同地域の南部に位置する剣淵盆地での花粉分析結果から推定されている²⁰²⁾(Fig. 4.5.3-8)。復元された過去約3.2

万年間の植生変遷によると、3.2～2.5 万年前は、現在のサハリン中央部付近の植生に対比されるようなエゾマツあるいはアカエゾマツを主体としてグイマツなどを混じえたタイガ、2.5～1.6 万年前は最終氷期後期以降で最も寒冷な時期（極相期）に当たり、現在のサハリン北部に見られるステップとハイマツを主とした疎林、1.6～1.2 万年前はグイマツ、ハイマツの頻度の顕著な低下が認められる亜間氷期、そして 1.2～1.0 万年前は、極相期に匹敵する厳しい寒冷気候の再来時期である。これ以降は徐々に温暖化し、8,000 年以降には現在の森林が形成されたと推定されている。

北海道北部地域には、氷期に形成された化石周氷河地形が分布している¹⁴⁴⁾。周氷河現象はそれぞれ形成条件が異なるため、化石となった周氷河現象の組み合わせから、それらが形成された当時の環境を推定することができる。三浦・平川（1995）²⁰³⁾は、従来報告されてきた化石周氷河現象のうち、特に化石凍結割れ目構造の再検討を行い、北海道北・東部における化石凍結割れ目構造の起源及びそれらが形成された当時の永久凍土環境の復元を行っている。それによると、最終氷期のうち、4.2～1.2 万年前にかけては、オホーツク海沿岸から根釧原野にかけて連続永久凍土帯の南限地域で、年平均気温は -7°C 、十勝平野や日本海側の北部が $-7\sim-3^{\circ}\text{C}$ の不連続永久凍土帯であり、気温の年較差が大きく、冬の寒さが厳しい気候であったとされている。この不連続永久凍土帯の南限は、最終氷期最寒冷期において、グイマツ、ハイマツを主とする疎林と草原の南限にほぼ一致する（Fig. 4.5.3-8）。

これまで述べてきたように、氷期における北海道北部地域の古環境は現在のそれとは著しく異なっており、現在のサハリン北部と類似した環境であったことが推定される。気候変動が周期的に生じるものであることを前提とするならば、復元された植生は将来においても繰り返し生じる可能性が高いと考えられる。しかし、植生は、標高や降水量、海岸からの距離等に依存して大きく変化するため、釧路盆地や稚内市声間沼での植生復元に基づく古環境の推定結果が、北海道北部の他地域にもそのまま当てはまるとは限らない。一方、過去の植生を復元することが出来たならば、得られた植生を現在の地球上に分布する植生と比較することにより、過去の気温のみならず過去の降水量をある程度推定することができる。降水量や植生は、将来の涵養量を推定する上で重要な基礎データであることから、今後、幌延地域で採取した花粉分析試料により植生の復元を行い、気温や降水量を含む古環境の復元を行うことが重要と考えられる。

(2) 幌延地域（幌延町全域）とその西方海域を対象とした調査

i) 既存情報を用いた調査・解析

(a) 隆起速度

幌延地域西部に分布する海成段丘を用いて隆起速度を算定した結果を Fig. 4.5.3-9 に示す。これによると、既存文献^{144),134)}における海成段丘面の MIS 対比が異なっていることに起因して、隆起速度の見積もりには最大で 2 倍程度の差が生じている¹⁸⁹⁾。すなわち、MIS 7 から推定した隆起速度は、小池・町田編（2001）¹³⁴⁾では約 $0.29\sim 0.34\text{m ky}^{-1}$ であり、小疇ほか（2003）¹⁴⁴⁾では約 $0.16\sim 0.26\text{m ky}^{-1}$ となる。さらに、活褶曲であるサロベツ背斜付近（Fig. 4.5.2-4 の点線で囲まれた範囲）の隆起速度は、小池・町田編（2001）¹³⁴⁾による MIS 対比に基づく、その周囲における隆起速度より大きく見積もられる。例えば、MIS 5e について見た場合、背斜軸部では、約 0.60m ky^{-1} であるが、その翼部では、約 0.48m ky^{-1} となる。これは、サロベツ背斜の活動により、背斜軸部において局所的な隆起が生じていることを示唆している¹⁸⁹⁾。なお、地質構造に基づく、サロベツ背斜はほぼ北西に向かいプランジする。この場合、同一ステージに区分される海成段丘面の高度を褶曲軸に直交する方向で比較すると、北に向かい低くなる傾向が予想される。しかし、サロベツ背斜では、そのような傾向が認められず、褶曲軸のプランジを考慮し

た場合には、背斜軸部における局所的な隆起の影響はさらに大きくなる。

このように、海成段丘を用いた調査では、その MIS 対比が重要であり、対比の違いによって隆起速度の見積もりや旧汀線位置の推定などが大きく異なってくる。例えば、小池・町田編（2001）¹³⁴⁾では、稚内市の恵北において、海成段丘面を覆うテフラの年代から海成段丘面の形成時期を推定し、その段丘面の形成時期と地形学的特徴を基準として、海成段丘の MIS 対比を幌延地域まで延長している。一方、小疇ほか（2003）¹⁴⁴⁾では、MIS 5e の海成段丘面について、苫前・羽幌地域（Fig. 4.1.2-1）で得られているテフラ層序、及び段丘面の保存状況や開折の程度などの地形学的特徴を基準として、幌延地域まで MIS 対比を行っている。いずれの場合においても、幌延地域での現地調査によって段丘面の形成時期を把握してはいない。このため、隆起速度の推定値の解像度を高くし、隆起速度のより詳細な時間的・空間的分布を把握するためには、幌延地域における現地調査によって、対象地域に分布する海成段丘面の形成時期を明らかにし、形成時期が明確となった海成段丘面を基準として、その周辺に分布する海成段丘面の対比を行う必要がある。また、隆起量・隆起速度の空間分布を推定する際には、サロベツ背斜の例から分かるとおり、本地域における活構造の分布を考慮することが重要となる。

(b) 現在の地形

幌延地域の位置する宗谷丘陵と天塩山地北部（Fig. 4.1.2-1）に分布する地形や水系が、地質構造や岩質を反映した谷の入り方に関係していることについては、これまでに多くの指摘がなされている¹⁴⁴⁾など。宗谷丘陵北半部における大局的な水系パターンを見た場合、全体を通じて南北方向に並ぶ丘陵の稜線から東西に伸びる必従谷（地表面の最大傾斜方向に向かって形成される谷）と、地層の走向に沿う南北方向の適従谷（地質構造に適応した流路を持つ谷）とが格子状をなしている。また、詳細に見ると、平行状、亜平行状及び羽毛状など、地層によって水系パターンに違いが認められるとともに、谷密度などの地形量についても差異がある¹⁴⁴⁾。さらに、既存文献²⁰⁴⁾などでは、各地層の物性値と地形量データとの比較に基づき、それら丘陵の削剥地形の差異を岩石の力学的強度と透水係数（あるいは浸透能）という岩石物性の組み合わせの違いによって系統的に説明している。

これらのことは、幌延地域における地形プロセスがロックコントロールのもと進行してきたことを示唆している。よって、地表からの調査・解析においては、現地における地形・地質調査により各地層の地形量データと岩石物性値とを取得するとともに、得られたデータに基づき幌延地域における将来の地形変化をシミュレートする際には、地層ごとに異なるパラメータを設定することの可能なプログラムを適用することが必要である。

ii) 地表からの調査・解析

(a) 地震活動

Fig. 4.5.3-10 に、hypomh とマルチプレット・クラスタリング解析による震源分布、及びメカニズム解を示す。hypomh を用いた解析では、震源の決定誤差が大きくなるために震源のばらつきが大きい。一方、MC 解析では、各マルチプレットグループ内における RMS の平均値が 0.09 ～ 0.16 と小さいことから、震源間及び震源クラスター間の位置関係の決定精度が向上したと考えられ、震源の集中域が幾つか認められる。特に、Fig. 4.5.3-10 の A と B の領域には、多数の震源が集中して分布している。MC 解析の結果を見ると、震源は西に向かうほど深くなり、その分布は、おおそ南北方向もしくは北北東－南南西方向に延びていることが分かる。この震源分布の延びの方向は、北海道北部地域の表層部における南北系の地質構造と調和的である。

本解析ではさらに、震源に働く力を純粋なダブルカップルと仮定し、P 波初動極性データから地震のメカニズム解を推定した。解析には、FP FIT²⁰⁵⁾を使用した。これによると、逆断層型と横ずれ断層型が多く、その P 軸方向にばらつきはあるものの、本地域は水平圧縮性の応力場にあ

ると推測される。

前述の通り、北海道北部地域の西側に位置する日本海東縁部には、南北から北北東－南南西に延びる地震帯や活構造の分布、高い地震活動度、地震のスリップベクトルの方向及び近年の GPS による地殻変動データなどから、北米（オホーツク）プレートとユーラシア（アムール）プレートとのプレート境界が想定されている²⁰⁶⁾など。しかし、このプレート境界は一般のプレート境界とは異なり、明確な 1 本の境界線を示すことが難しく、北海道内の旧プレート境界までも含めた広い変動帯の中に多重境界を想定することが現実的とされている。また、大竹（1998）²⁰⁷⁾は、同変動帯内部で発生した 1993 年北海道南西沖地震（M7.8）の断層面が、北部では東傾斜、南部では西傾斜といった複雑な形態をなすことから、同プレート境界を単純な沈み込み境界としてではなく、局所的な条件によって様々な断層運動が起こり得る衝突境界として理解すべきと指摘している。

以上より、幌延地域の微小地震群は、水平圧縮応力場において南北方向もしくは北北東－南南西方向に延びる震源分布をなすものの、その P 軸方向や地震の断層面は、日本海東縁部における複雑な地下構造を反映した様々な姿勢をとっているものと推測される。

なお、今回の解析では、約 3 年弱の短い期間に取得した地震観測データを対象としているため、マルチプレットとして識別されたイベントの数が非常に少なく、データ不足に起因する震源決定結果の確からしさに劣る面があることは否めない。例えば Moriya et al. (2003)²⁰⁸⁾では、5,000 個以上の地震についてマルチプレットを識別し、それら多量のデータを利用した解析に基づいて、震源分布と地下地質構造との関連性を検討している。このため、今後とも地震観測データを蓄積するとともに、得られたデータに基づき震源決定を実施し、地震活動と地下地質構造との関連性を検討していく必要がある。

地震の発生が地下水水圧に及ぼす影響について、2003 年十勝沖地震発生前後における地下水水圧の変化の有無を検討した。2003 年十勝沖地震発生の 10 日前後における地下水水圧のモニタリングデータ（Fig. 4.5.3-11）によると、約 1kPa 程度の変動ではあるが、地下水水圧は地震発生 4 日前に上昇、2 日前から地震発生まで減少、地震直後には再度上昇するという変化が HDB-1 孔の 3 区間で認められた。なお、地震発生直後の著しい変化は、停電などにより生じた電氣的ノイズである。

北海道周辺で発生した地震直後の地下水位変化について、これまでにいくつかの研究事例がある。1993 年～1994 年にかけて北海道周辺で発生した M7.5 以上の巨大地震を対象とした研究事例²⁰⁹⁾では、地震直後に水位変化を生じる要因として地震による地殻の体積歪と地震動のふたつを考え、水位変化が体積歪にのみ影響を受けるモデル、地震動にのみ影響を受けるモデル、体積歪・地震動双方に影響を受けるモデルそれぞれについて理論的検討を行っている。それによると、北海道内の各地で報告された地震直後の地下水位変化の増減とその大きさは、大局的には断層運動の結果生じた広域的な地殻歪で矛盾無く説明でき、その応答感度を $1.6 \sim 19.6 \text{ mm}/10^{-8} \text{ strain}$ と見積もっている。また、2003 年十勝沖地震を対象とした研究²¹⁰⁾などでは、震源断層モデルを用いて北海道における理論体積歪分布を計算し、地震直後の地下水位と地下水自噴量との相関性を検討している。これによると、2003 年十勝沖地震による幌延地域付近の理論体積歪は約 10^{-7} 程度であり、この歪に対する水位の応答感度は $1.5 \sim 17.9 \text{ mm}/10^{-8} \text{ strain}$ と見積もられている²¹⁰⁾。これらの値を用いると、2003 年十勝沖地震の発生前後において約 1～10 cm 程度の地下水位の変動が幌延地域でも観測される可能性がある。

このように、2003 年 9 月 26 日前後に認められた地下水水圧の変化は、地震に起因する可能性がある。しかしながら、地震発生時以外でも地震発生時と同様の地下水水圧の変化が観測されている（Fig. 4.5.3-11 の 10 月 2 日のデータ）。このため、地下水位データについては、潮汐などに

よる日周期変動や降雨量などとの比較検討が必要であり、今後もデータの取得と解析を継続する必要がある。

(b) 広域テクトニクス

幌延地域周辺を対象として、GPS 観測データと三角測量データを用いた測地学的手法、及び活断層データと地下地質構造断面を用いた地質学的手法を適用し、水平短縮量及び水平歪速度の推定を行った。本地域における歪速度の推定結果は、測地学的手法で $10^{-8} \sim 10^{-7} \text{ year}^{-1}$ 、地質学的手法で $10^{-9} \sim 10^{-8} \text{ year}^{-1}$ となり、両者は同程度あるいは測地学的手法に比べて地質学的手法によって推定した歪速度が最大で 1 オーダー小さい値であった (Fig. 4.5.3-12)。

一般に、活断層や歴史地震データなどの地質学的手法による推定結果は、測地学的手法によるそれよりも一桁小さい場合が多いことが指摘されている。鷺谷ほか (2002)¹⁵³⁾は、この違いの原因として、測地学的手法から推定された歪速度は局所的な歪の影響を受けていること、地質学的手法から推定された歪は長期的な地殻の塑性変形を反映していることなどを挙げている。また、GPS 観測データのように短期間の歪には地震の余効変動が含まれていることも指摘している¹⁵³⁾。実際、幌延地域での GPS 観測データによる地殻変動の解析結果は、2003 年十勝沖地震の発生前後において変動の傾向・速度ともに変化が認められる (Fig. 4.5.3-13)。加えて、幌延地域の地下地質構造断面図には、fold-and-thrust 帯の地質構造を形づくる多数の断層や褶曲構造が認められ (Fig. 4.5.3-14)、同断面図を用いた地殻水平歪速度の算定結果が地殻の塑性変形を反映していることは明らかである。

また、地震の余効変動の継続期間 (2~3 年もしくは 10 年以上) や測地観測の観測期間 (数年~100 年間程度) は、北海道周辺におけるマグニチュード 8 以上の巨大地震の発生周期 (500~1,000 年程度²¹¹⁾) と比較して明らかに短い。すなわち、それらの測地学的手法で観測できる期間よりも長い周期で起こるサイクリックな変動により、幌延地域における約 2 年間の GPS 観測データや約 100 年間にわたる三角測量データは影響を受けている可能性が高い。

以上のことから、地質環境の長期安定性の観点からは、数万年以上の期間を対象とする地質学的手法によって地殻変動の傾向及び地殻水平歪速度を求めることが基本であると考えられる。このため、以下に述べる復元地質構造断面図の制約条件としては、地質学的手法である活断層データと地下地質構造断面図を用いた歪速度の算定結果が最も適していると考えられる。

既存情報及び 4.1 の地質・地質構造の成果を統合して作成した過去 250 万年から現在に至る復元地質構造断面図を Fig. 4.5.3-15 に示す。この図から、利尻島東側から断面図東端にかけて位置する天北堆積盆が、百万年オーダーの時間スケールで徐々に深化していくこと、東から順次、fold-and-thrust 帯の地質構造が形成されていくこと、また、断面図作成範囲の西側には、比較的規模は小さいものの断層と褶曲が発達する傾向にあることが読みとれる。これらのことは、幌延地域の西側を中心として、東西両側から堆積盆が縮小していく傾向にあることを示すものと考えられる。特に、東側からの縮小が顕著であることは、鮮新世以降に幌延地域で認められる堆積域の西方への移動²⁹⁾と関連した事象であると考えられる。

作成した過去 250 万年以降の復元地質構造断面図は、過去から現在に至る地下水の流動を復元する際の基礎データとして用いられるものであるが (4.2.4 参照)、ここで作成した復元地質構造断面図では、考慮していない事項がいくつかある。堆積作用と埋没続成作用による地層の圧密や東西圧縮性の応力による地層の変形、すなわち地層の層厚が時間変化することを考慮していない。また、変形前と変形後の地層の収支バランスや、断層・褶曲構造の形成に係わる幾何学的制約などを考慮していない。一方、過去の地質構造断面図を現在のそれと同程度の精度で復元することが出来ないという限界も存在する。このため、第 1 段階における他の調査研究結果 (4.1 の地質・地質構造モデルなど) との整合性を考慮しつつも、「現在の地質構造断面図」及び「過去の地質構

造断面図」とともに、概念的なものにならざるを得ない。

今後、より現実的な復元地質構造断面図とするために、調査研究の進展に伴い得られる新たなデータに基づいて地層の層厚変化や地層の収支バランスを考慮した復元地質構造断面図に改訂していく予定である。その際、作成される断面図は現実に存在する地質構造の最適近似にならざるを得ないということに注意が必要である。また、改訂に際しては、大学等を含む外部研究機関による調査研究の最新成果²¹²⁾なども含めつつ、進めていくことが必須である。

(c) 隆起量及び速度の推定

幌延町下沼地区に分布する海成段丘の段丘堆積物は、層厚約 5m であり、中～粗粒砂層と砂礫層の互層である。その上位に分布するレスは、層厚約 2m であり、下位から順に、赤色レス、白色を帯びた淡褐色レス、灰色テフラ及び褐色レスが堆積する (Fig.4.5.3-16)。段丘堆積物中には、火山ガラス、斜方輝石及び角閃石が含まれるが、その含有率、斜方輝石の屈折率及び火山ガラスの主成分組成にはバラツキが多く、テフラ層の識別はできなかった。一方、段丘堆積物を覆うレス中では、いくつかのテフラ層を識別できた。赤色レスについては、カンラン石などの重鉱物の含有率により 2 層準、赤色レスを覆う白色を帯びた淡褐色レスでは、火山ガラスの量比及び火山ガラスと斜方輝石の屈折率とに基づき 3 層準のテフラ層が識別できた。また、それら層準に含まれる火山ガラスの主成分分析結果と合わせて検討した結果、白色を帯びた淡褐色レスは、下位からクッチャロ羽幌 (Kc-Hb; 115-120ka²¹³⁾、利尻アチャル及び支笏第 1 (Spfa-1; 40-45ka²¹³⁾) の各テフラを挟在すると考えられる。このレスを覆う径約 2mm のラピリを主体とする灰色粗粒のテフラには多量のカンラン石が含まれることから、利尻豊徳テフラ (Rs-Ho; 更新世末期¹⁹¹⁾) に対比されると考えられる。また、その上位に分布する褐色レス中の木炭の炭素-14 年代値は 12,490±60 yrBP であった。以上のことから、白色を帯びた淡褐色レスは MIS 5e (約 12.5 万年前) 以降に形成されたと考えられる。

上述の淡褐色レスの下位には、層厚 1m 程度の赤色レスが分布する。日本における風成塵の堆積速度は、日本海沿岸に発達する古砂丘中のレスの層厚とテフラ年代によって、最終氷期に 13.5～22.9mm/1000 年、後氷期である現在で 3.6～7.1mm/1000 年と試算されている²¹⁴⁾。このため、層厚 1m 程度の赤色レスは、約 10 万年程度の期間で堆積したと考えられる。よって、赤色レスの堆積期間を考慮すると、調査を実施した海成段丘面の形成時期は MIS 7 (約 21.4 万年前) である可能性が非常に高い。

以上の結果に基づき、幌延地域西部のサロベツ背斜周辺に分布する海成段丘面の形成ステージを再対比するとともに、海成段丘面の形成時期、現在の標高及びユースタティックな海水準変動を考慮して隆起量 (垂直変動量) を算定した結果、約 0.3m ky⁻¹ の隆起速度が得られた (Fig. 4.5.3-17)。

本調査では、幌延地域に分布する全ての段丘の形成時期を明確にするまでには至らなかったが、本地域の別の段丘についても同様に、RIPL 法や年代測定法等の調査方法を組み合わせることにより、それら段丘の形成時期を明確にすることが出来るものと考えられる。そして、本調査により得られた海成段丘の分布、形成時期及びそれらに基づき算定される隆起速度については、前述した復元地質構造断面図の作成と後述する古地理の復元における基礎データとなる。

(d) 古地理

幌延地域の西部に位置するサロベツ背斜の西翼に分布する声間層上部から採取した試料を用いた珪藻化石分析と火山灰の FT 年代測定の結果、声間層上部から明白な後期鮮新世の珪藻化石帯の存在を確認するとともに、それと極めて調和的な火山灰の FT 年代値を得ることができた²⁹⁾。それにより、幌延地域の西部に位置するサロベツ背斜西翼に分布する声間層上部の堆積年代が約 2.3Ma であることが確実となった。既存情報¹⁶³⁾に基づき、この堆積年代を幌延地域東部におけ

る声問層と勇知層のそれと比較すると、東西十数 km の間で少なくとも 100 万年程度の堆積年代の違いが認められ、東部に比べて西部の方が明らかに新しいことがわかる (Fig. 4.5.3-18)。また、同様の傾向は、勇知層とその上位の更別層の境界付近でも認められており、幌延地域西部の間寒別地域で 2.4Ma 頃、西部で 1.3Ma 頃である²¹⁵⁾。このような現象は、鮮新世以降、本地域の堆積域の中心が西方へ移動したことによると考えられる。さらに、幌延地域東部及び西部それぞれの堆積域の東縁が断層により限られていること、西部と東部は褶曲構造により境されていること、それぞれの堆積域の長軸が幌延地域の地質構造の一般的トレンドである北北西－南南東方向と同一であること、及び西側ほど地層の変形量が小さいことを考慮すると、前述した堆積域の西方への移動には、断層活動や褶曲作用などの構造運動が深く関わっていると推測される。

幌延地域西部の更別層の礫種組成を調査した結果、更別層の一部に第三紀堆積岩を含む礫層が確認されたことから、更別層堆積時において、第三紀堆積岩が広く分布する現在の宗谷丘陵の分布域が、ある程度の標高を有していたことが考えられる (Fig. 4.7.2-5)。

また、珪藻化石分析の結果、勇知層中には、増幌層に含まれる中新世の珪藻化石が再堆積種として顕著に産出し、更別層には、声問層に含まれる *Neodenticula kamtschatica*²¹⁶⁾ が再堆積種として多産することが明らかとなった (Fig. 4.7.2-5)。再堆積種の産出は、その産出層準の堆積時期に、その種を初生的に含む地層が削剥環境であったことを示すと考えられる。よって、勇知層と更別層の堆積年代、増幌層と声問層の分布域及び再堆積種の産出頻度と産出層準を考慮すると、中新世絶滅種が勇知層中の再堆積種として多産する時期である後期鮮新世後半には、宗谷丘陵の西縁部周辺が削剥環境にあったと考えられる。また、*N. kamtschatica* が極端に多くなる前期更新世後半からは、宗谷丘陵の東部と西部ともに削剥環境にあったと考えられる。

幌延町市街地の東部に露出する更別層下部の地層を対象に堆積相解析を行った結果、同層の堆積環境はラグーン (潟湖)、潮流口、外浜、海浜であることが推定された (Fig. 4.5.3-19)。それらは、調査を実施した地点に露出する更別層下部の堆積環境が波浪や暴浪の卓越する堆積海岸、すなわち、内湾～バリアーにかけての古環境であったことを示す。また、堆積相解析の結果に基づきシーケンス層序解析を行った結果、三つの堆積シーケンス、すなわち相対的な海水準の変動が 3 サイクル生じたことを識別できた。これらにより、少なくとも調査地点に分布する更別層下部の堆積環境は継続して沿岸域であったと考えられる。更別層下部の FT 年代測定結果⁴⁷⁾を考慮すると、前期更新世前半には、幌延町市街地の東部が継続して沿岸域であったと推定される。

また、北見山地中部の天塩岳一帯を水源とし、天塩山地の東麓を北に向かって流れる現在の天塩川は、音威子府付近で天塩山地を横断し、その後さらに幌延地域付近で宗谷丘陵を横断して日本海に達している (Fig. 4.1.2-1 参照)。これは、天塩山地や宗谷丘陵の隆起に先立ち天塩川の流路が決定されていたことを示す。

これまで述べてきたことを総合すると、幌延地域における約 300 万年前以降の古地理は Fig. 4.5.3-20 のように復元することができる。この図から、断層活動などの構造運動を背景として、幌延地域では陸域が東部から西部へ向かい拡大してきたことが読み取れる。さらに、幌延地域における海成段丘面の形成時期とその分布 (4.5.3 (2) ii) (c)参照) に基づいて、約 21 万年前以降の古地理を詳細に復元した結果を Fig. 4.5.3-21 に示す。この図では、海水準変動による汀線位置の大規模な変化を伴いながら、陸域が徐々に西方へ拡大してきたことが読み取れる。

このように、幌延地域の古地理は、断層活動などの構造運動と気候・海水準変動との相互作用のもとで変遷してきたことが明らかとなった。言い換えると、幌延地域を事例として天然現象影響評価手法を適用する際には、断層活動や隆起・沈降及び海水準変動などを個別に取り出すのではなく、それら天然現象の相互作用が地下地質環境に及ぼす影響を評価することが重要であると考えられる。

(3) 幌延町北進地区（研究所設置地区及びその周辺）を対象とした調査

i) 地表からの調査・解析及びボーリング孔を利用した調査・解析

(a) 侵食量及び速度の推定

北海道における現在の地温勾配を概観した場合、第三系の分布域における地温勾配は約 $2.0 \sim 5.0^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ であり、特に北海道北部では $3.0 \sim 4.5^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ の地温勾配が多く分布する²¹⁷⁾。幌延町周辺では、町の北端部（基礎試錐「天北」）、及び町の南西側（北川口 SK-1）において古地温勾配が得られている¹¹⁾。その結果を用いて、幌延地域の古地温勾配を $3.5^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ と仮定した。また、幌延地域の地表温度については、基礎試錐「天北」を含めた 13 孔の孔口部の平均温度¹¹⁾ 及び気象庁天塩気象観測所で測定された 1979～2000 年までの平均気温から、それぞれ、 15°C 及び 6.2°C の値が得られている。ここでは、それらを古地温勾配獲得時の地表温度と仮定して、侵食量（削剥量）を推定した²¹⁸⁾。

幌延地域とその周辺の新第三紀の火山岩類の年代は、放射年代測定などによりほぼ明らかとなっており、いずれも 10Ma より古い年代値を示している（Fig. 4.5.3-6）。併せて、幌延地域における地表地質調査やボーリング調査の結果からも、熱源となり得る岩脈などの存在や、熱水活動に伴う鉱物組成や熱熟成の変化は報告されていない¹¹⁾。以上のことから、シリカ鉱物の相変化は一連の埋没続成作用により生じたものであり、火成活動や熱水活動などの影響を被っていないと見なすことができる。

上記の条件を用いて得られたオパール CT 化が生じた過去の深度は約 860～1,250m となる。これは、珪質岩の孔隙率から得られた北海道北部の埋没深度である 800～1,100m¹⁸⁾とも矛盾しない結果である。この値と現在のオパール A/CT 境界が認められる深度との差から、侵食量を推定できる。その結果、各ボーリング調査地点における侵食量は、少なくとも約 435～820m と推定される（Table 4.5.3-1）。地表に露出する稚内層／声間層境界はオパール A/CT 境界付近と一致することから、地質構造モデル（4.1 参照）から得られる稚内層／声間層境界は削剥量を推定する上での基準面になり得る。このことから、各ボーリング孔における侵食量とともに、地表に露出する稚内層／声間層境界を基準として侵食量データを取得し、幌延町北進地区における侵食量のコンターマップを作成した（Fig. 4.5.3-22）。オパール A からオパール CT へ変化する温度を 45°C 、地表温度を 15°C とした場合、地質構造と侵食量の間関係を見ると、背斜軸部で 860m 以上、翼部の HDB-7 孔周辺で約 275m と推定される。北進地区の周辺地域では、オパール A/CT 境界付近から約 860m 上位と約 1,250m 上位は、それぞれ、勇知層と更別層の境界付近と更別層中である。このことから、勇知層と更別層の境界付近及び更別層中の年代である約 $1.3 \sim 0.7\text{Ma}$ ¹⁰⁾以降は、北進地区については沈降場になっていないと考えられる。このことから、今まで述べてきた幌延町北進地区における侵食量は過去約 100 万年間あたりの値であり、それを 1,000 年あたりに換算した侵食速度は、隆起量の多い背斜軸部では約 $0.66 \sim 1.79\text{m ky}^{-1}$ 以上、隆起量の少ない翼部では約 $0.21 \sim 0.86\text{m ky}^{-1}$ 以上と見積もられる（Table 4.5.3-2）。なお、小池・町田編（2001）¹³⁴⁾によると、幌延地域及びその周辺の隆起速度は $0.27 \sim 0.55\text{m ky}^{-1}$ であり、今回推定した侵食速度と整合的である。

以上のことから、堆積岩類の鉱物組成を用いて侵食量を推定する際には、地表温度や古地温勾配、及びシリカ鉱物の相転換温度等の参照データについて、十分な検討を実施する必要がある。

オパール CT 化の層準を基準として深度を古地温に変換し、古地温と環状イソプレノイドであるステラン／ステレンの有機物比との相関性を調べた。なお、イソプレノイドは、動物、植物及び微生物に至るまで最も広く分布する生体有機物の一つである。その結果、とくに古地温が $40 \sim 60^{\circ}\text{C}$ の範囲で正の相関性が認められた（Fig. 4.5.3-23）。以上のことは、続成変質作用により

岩石が被った最高温度条件を示す指標として、岩石中に含まれる有機物の比率、すなわちステラン／ステレン比が有効であることを示している。加えて、古地温勾配が推定できる場合には、ステラン／ステレン比により見積もった温度条件を深度に読み替えることができるため、シリカ鉱物と同様に、温度条件を求めた岩石の深度とその温度条件に基づいて、対象地域の侵食量を推定することが可能となる。

稚内層及び声問層と同様な珪質岩（硬質頁岩、珪藻質泥岩）層は、北海道及び日本海側油田地帯の中部中新統上部～上部中新統で認められ、北海道の石狩南東地域に分布する軽舞層、秋田地域の女川層、山形地域の草薙層、新潟地域の寺泊層下部などが例としてあげられる²¹⁸⁾。これらの地層は主に珪藻から構成されており、有機物組成が稚内層に類似しているため、上記有機物の温度指標が適用できると予想される。また、それら以外においても、同一地層内において全岩化学組成、鉱物組成及び有機物組成に大きな差異がないと確認できた堆積岩であれば、上記の有機物温度指標が適用できると考えられる。

(b) 地形変化の様式

幌延町北進地区における地形量データの空間分布を Fig. 4.5.3-24～27 に、地層ごとの地形断面図を Fig. 4.5.3-28 に、そして、地すべり地形分布図を Fig. 4.5.3-29 に示す。これらの図から、北進地区の地形プロセスは、あらゆる地形過程が何らかの形で地形構成物質の諸性質に影響されるというロックコントロール²¹⁹⁾のもと進行していると考えられる。

稚内層の分布域では、水系パターンは主に亜平行状であり、同地域には、幅が広く、深くて長い直線的な河谷が多く認められる（Fig. 4.5.3-24, 25, 28）。相対的に標高の高い低密度の円頂状の丘陵が多い（Fig. 4.5.3-26, 28）。声問層と比較して起伏量が大きく、河谷は沖積層で埋め立てられている箇所が多い（Fig. 4.5.3-27）。また、同層の分布域には、最終氷期に形成されたと考えられる段丘の分布が声問層に比較して少ない。このため、稚内層分布域では、後氷期である現在と氷期ともに、下刻作用が主な削剥過程として作用していると考えられる。

声問層の分布域では、水系パターンは北西部と南東部で主に亜平行状、それ以外の地域では主に樹枝状が認められる（Fig. 4.5.3-24, 25）。谷密度は稚内層と比較して高いものの、南東部を除き、起伏量の小さいなだらかな尾根地形を示す（Fig. 4.5.3-26, 27）。また、声問層の河谷地形として谷中谷が認められる（Fig. 4.5.3-28）。これは氷期に形成されたお椀状の河谷が、後氷期の現在における下刻作用により形成されたものと考えられる。さらに、声問層の分布域には、最終氷期に形成されたと考えられる段丘が広く分布している（Fig. 4.5.3-26, 27）。それらの段丘は、主に声問層に由来する角礫～亜角礫と泥の基質から構成される角礫堆積物であり、河谷を横断して発達することなどから、周氷河作用により形成されたものと考えられる。すなわち、氷期には、声問層は周氷河作用による著しい面的侵食作用を被ったものと推定される。まとめると、後氷期の現在、斜面や周氷河作用により脆くなった斜面表層部が崩壊するとともに、下刻が主な削剥過程あると推測される。また、声問層の分布域では、氷期には、まばらになった植生のもと周氷河作用による面的侵食作用が促進されるとともに、河谷では、お椀状の断面形状をなすような下刻作用を伴う側方侵食が主な削剥過程であったろうと考えられる。すなわち、声問層分布域では、周氷河作用により、著しくなだらかな地形が形成されるものと推測される。

勇知層の分布域では、水系パターンは主に樹枝状であるとともに、谷密度が非常に高い（Fig. 4.5.3-24）。また、後述する更別層とは異なり、勇知層は砂岩から構成される比較的均質な岩相を呈する（4.1 参照）。一方、勇知層の分布域では、最終氷期に形成されたと考えられる段丘の分布が、声問層に比べて非常に少ない。これらのことから、後氷期である現在及び間氷期ともに、勇知層の分布域は、河谷における下刻作用と側方侵食が主な削剥過程として作用していると思われる。また、樹枝状の水系パターンの形成が進行していくにつれて、隣り合う河谷の併合が生じ、

幅の広い河谷と谷密度の低い地形が形成されていくものと思われる。

更別層の分布域では、水系パターンは樹枝状である (Fig. 4.5.3-24, 25)。更別層の分布域である北進地区の西部では、声間層や勇知層よりも標高の高い丘陵をなしている (Fig. 4.5.3-26, 27)。地形量データを見ると、声間層や勇知層と比較して起伏量が高いものの、勇知層とほぼ同じ程度の谷密度を持つ (Fig. 4.5.3-26, 27)。また、更別層は礫や砂、泥などの多様な岩石から構成されており (4.1 参照)、尾根地形では礫岩層が卓越するのに対して、谷地形では泥や砂が卓越する。これを反映し、更別層の地形断面は、礫岩層が頂部をなす尖頂状の尾根地形を呈する (Fig. 4.5.3-28)。このように、更別層では、同一地層内においてもロックコントロールが作用していると考えられる。これらを考え合わせると、更別層分布域では、起伏量が増大する方向に地形が変化していくものの、ある一定の起伏量を超えると、マスマーブメント (集団移動) 等が生じ、長期的な傾向としては勇知層と同様に起伏量の小さいなだらかな地形に変化していくものと推定される。

北進地区の東部に分布する稚内層よりも下位の地層群は、北進地区における地形的高所をなしており、谷密度と起伏量がともに高い (Fig. 4.5.3-26, 27)。それらの分布域は、地すべり地形が多いことで特徴づけられる (Fig. 4.5.3-29)。特に、増幌層、鬼志別層及び宗谷夾炭層の分布域には地すべり地形が集中している。地すべり地形は、稚内層よりも下位の地層群を除くと、断層沿いにわずかに分布するのみである。すなわち、稚内層よりも下位の地層群では、後氷期である現在において、その上位の地層群と比較すると、マスマーブメントによる削剥過程が卓越していると考えられる。

河川水中の浮流土砂流量の算定結果を Fig. 4.5.3-30 に、浮流土砂流量の算定結果を Table 4.5.3-3 に示す。これらの図から、幌延町北進地区における浮流土砂流量の差異は、各流域における地質分布と植生を反映したものであり、現在の侵食過程においてロックコントロールが作用していると考えられる。

台風 14 号通過時の北進地区における降水量は、北進気象観測所 (4.2.2 (2); Fig. 4.2.2-1 参照) の雨量計データによると、9 月 7~8 日の 2 日間で 62.5mm (時間最大 8mm) であった。河川水位は降雨量の増加とともに上昇し、8 日の朝に最大水位を記録した。この出水に合わせて採取した河川水の室内濁度分析結果と、P-3 及び P-5 地点で連続観測を行っている濁度データとはよく合致しており、機器による濁度値が連続した濁度データとして利用可能であると確認できた。また、北進地区の河川で過去に採取した河川水 90 試料の室内濁度分析結果から、濁度と浮流土砂濃度 (浮遊物質ともいう; JIS K 0101 16.1) との関係性を求めた。その結果、濁度と浮流土砂濃度は良い相関 (相関係数 0.996) が認められた。この相関式により、河川水濁度の連続観測値から連続的な浮流土砂濃度を算定した。河川流量については、別途作成した水位流量曲線式 (H-Q 曲線式) を用いて、連続観測している河川水位から求めた。濁度から換算した浮流土砂濃度のピークは、P-3, P-4 地点で河川流量のピークより各々約 3 時間、6 時間先行して出現し、P-5 地点は約 30 分後に出現した。そして、台風 14 号の降雨の影響を受けた期間として、9 月 7 日正午~12 日正午の累積浮流土砂流量と、これを流域面積で除した単位面積当たりの浮流土砂流量を求めた。その結果、P-3, 4, 5 地点の累積浮流土砂流量はそれぞれ、14.9, 0.7, 94.0t と算定され、単位面積当たりの浮流土砂流量はそれぞれ 2.0, 0.3, 4.5t km⁻² となり、P-5, 3, 4 の順に小さくなる。

各流域の地質分布及び植生を比較すると、P-5 と P-3 流域では、懸濁物質の供給源となるような砂礫層 (増幌層、勇知層、更別層、段丘堆積物及び沖積層) が流域の半分近くを占めるが、P-4 流域では 1 割程度である。また P-3, P-4, P-5 流域の草地面積は各々、39.7, 94.9, 18.7% である (Table 4.5.3-4)。これらの流域特性から、地質分布の差異により P-5, 3 流域は P-4 流域よりも浮流土砂流量が大きく、草地面積の差異により P-5 流域は P-3 流域より浮流土砂流量が大きくな

っているものと推測される。浮流土砂流量は、現在の侵食作用により河川に供給された土砂であることから、浮流土砂流量の地域差は、各流域における侵食作用の地域差とそれによる地形変化の速度の差異などを示唆するものと考えられる。

これまで述べてきたように、浮流土砂流量、地形量データ及び地すべり地形の空間分布は、地質分布と強い相関関係が認められる。すなわち、現在の地形プロセスが、ロックコントロールによる強い影響のもと進行していることは確実である。また、浮流土砂流量については、植生との関連性も認められる。このため、現在の地形プロセスは、ロックコントロールを初めとし、次に植生による影響のもと進行しているものと推測される。今後、幌延町北進地区における将来の地形変化を検討するに際しては、ロックコントロールを考慮可能な地形変化シミュレーションを開発する必要があるとともに、シミュレートに必要な地形量データを地層ごとに取得する必要があると思われる。

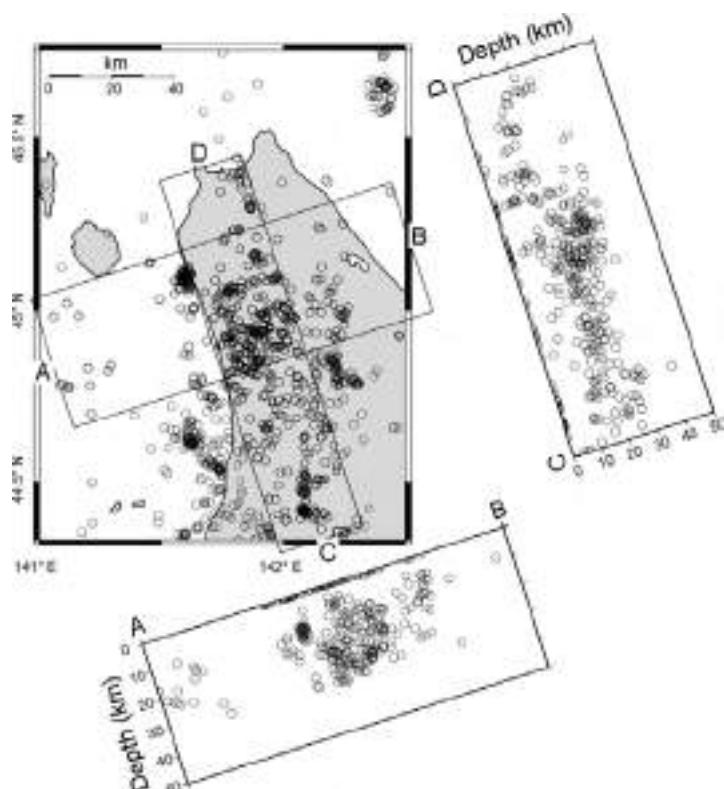


Fig. 4.5.3-1 Hypocenter distribution of earthquakes with depths of 50km or less during the period from 2000 to 2002¹³³⁾. Partly modified from Niizato & Yasue (2005)¹⁸⁹⁾.

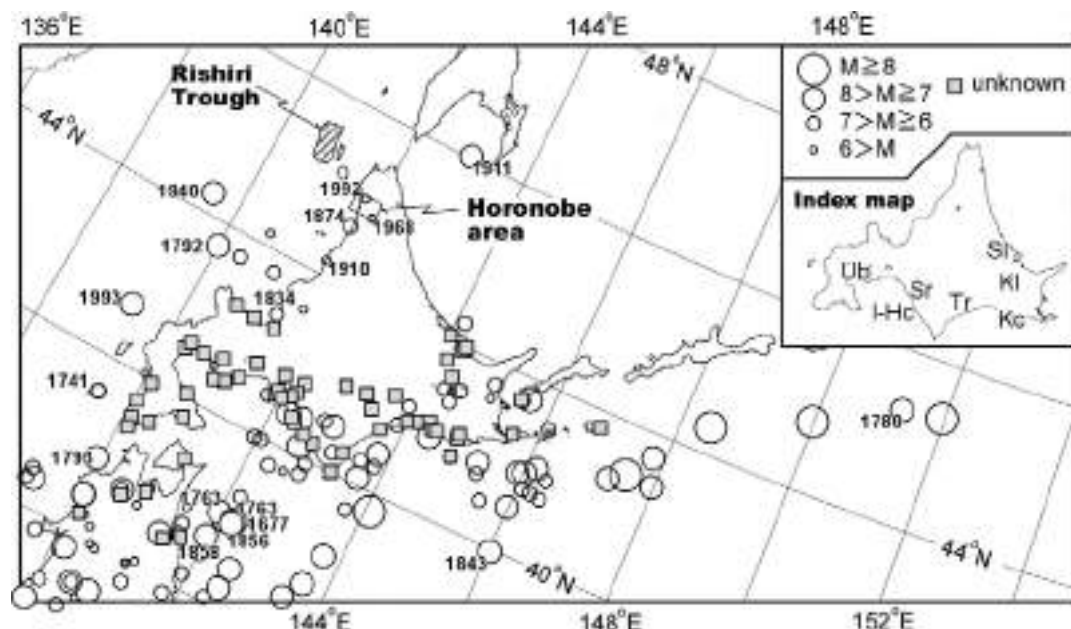


Fig. 4.5.3-2 Epicenters of destructive earthquakes (circle; Takahasi & Kasahara, 2005²²⁰⁾; Tamura et al., 2003¹⁵⁰⁾; Usami, 2003¹³⁶⁾) and places related to the past earthquakes and tsunamis (solid grey square; Takashimizu, 2005²²¹⁾, Niizato et al.¹⁴⁰⁾ and this study). The age of earthquake is also shown next to symbol.

I-Hc, Iburu-Hidaka coastal area; Kc, Kushiro coastal area; KI, Lake Kussharo; SI, Lake Saroma; Sr, Saru River; Tr, Tokachi River; Ub, Uchiura bay.

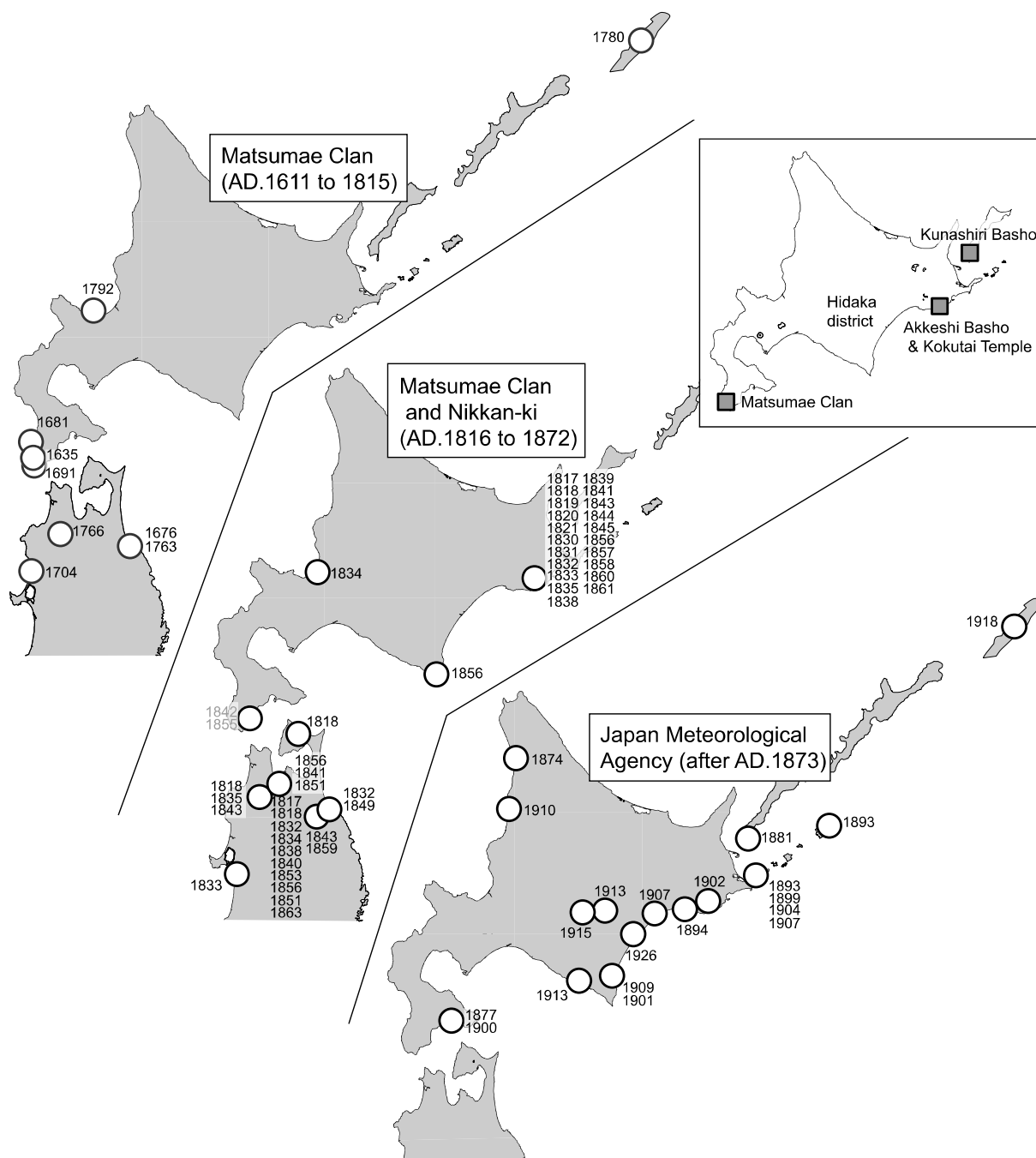


Fig. 4.5.3-3 Distribution of the historical records on earthquake from Ainu cultural period to the present. The localities of “Basha” are after Kono (1996)²²²⁾. The age of earthquake is next to each symbol.

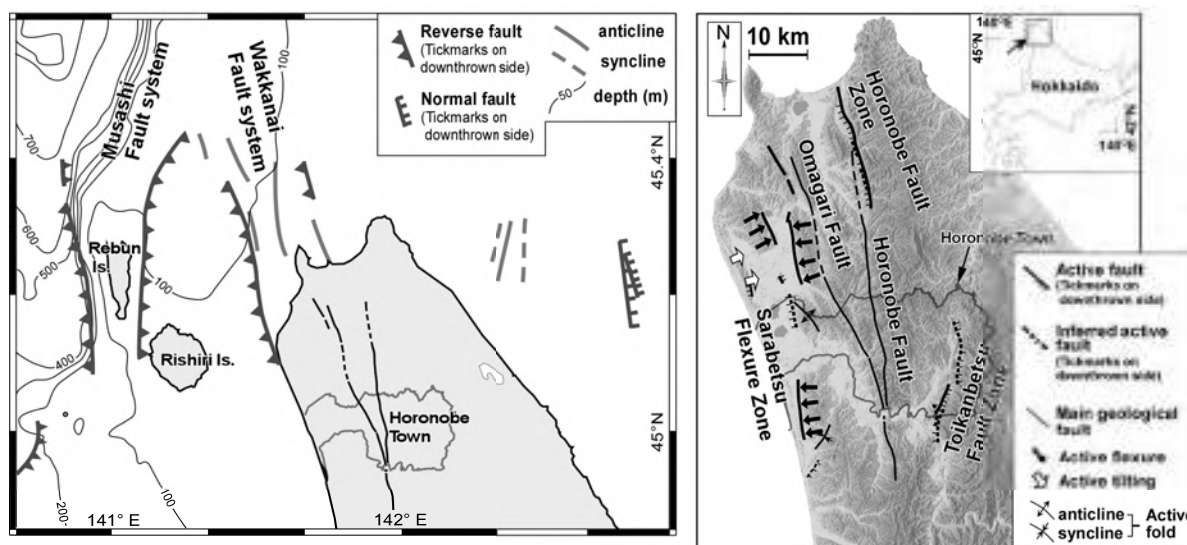


Fig. 4.5.3-4 Distribution of active structures in and around the Horonobe area (Modified from Nakata & Imaizumi (2002)¹⁸⁰ and Tokuyama, et al. (2001)¹⁸²). The Shaded relief map is after the Geographical Survey Institute (2001)²²³.

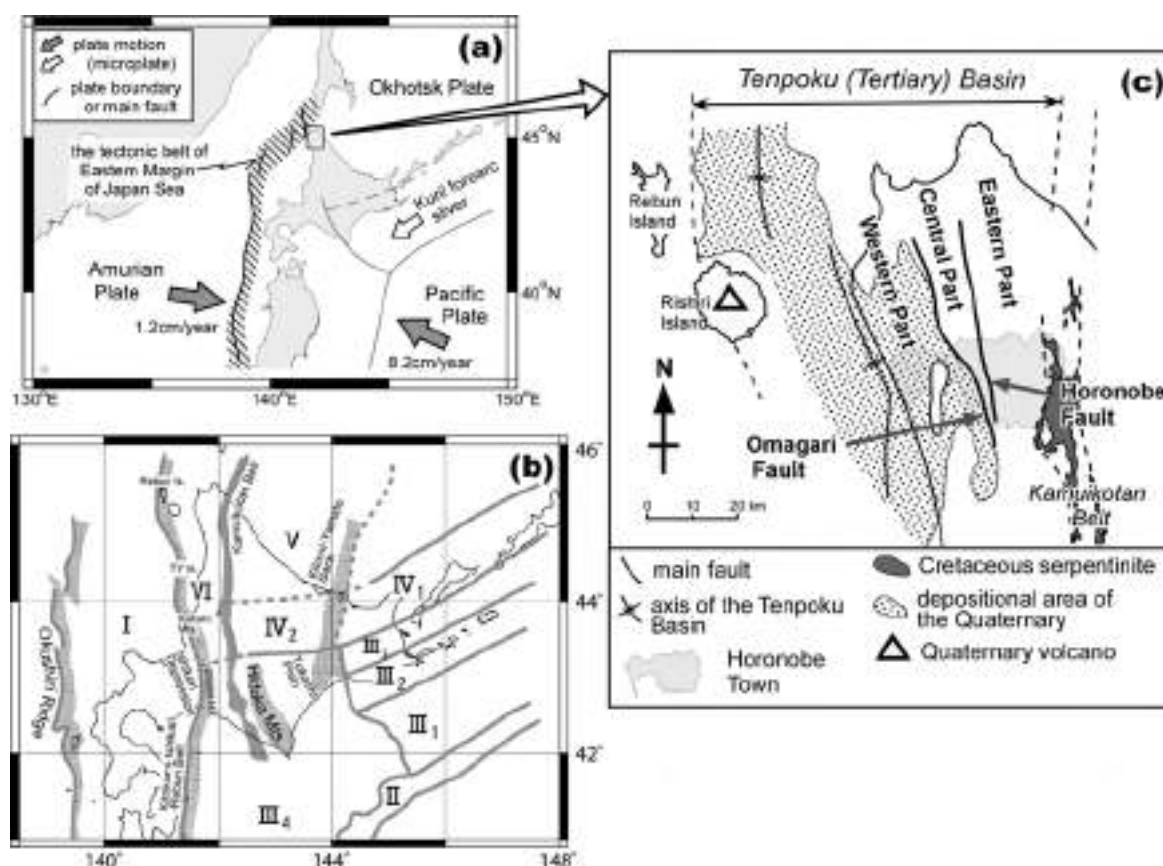


Fig. 4.5.3-5 (a) Current Tectonic setting around the Hokkaido. (b) & (c) Tectonic division in and around the Hokkaido (b) and northern part of the Hokkaido (c), modified from Oka (1997)¹⁸³ and Oka (1986)²³, respectively. Distribution of plates are after Taira (2002)¹⁸⁶. The direction and the rate of plate motion are after Wei & Seno (1998)²²⁴. TY Is.: Teuri-Yagishiri Islands.

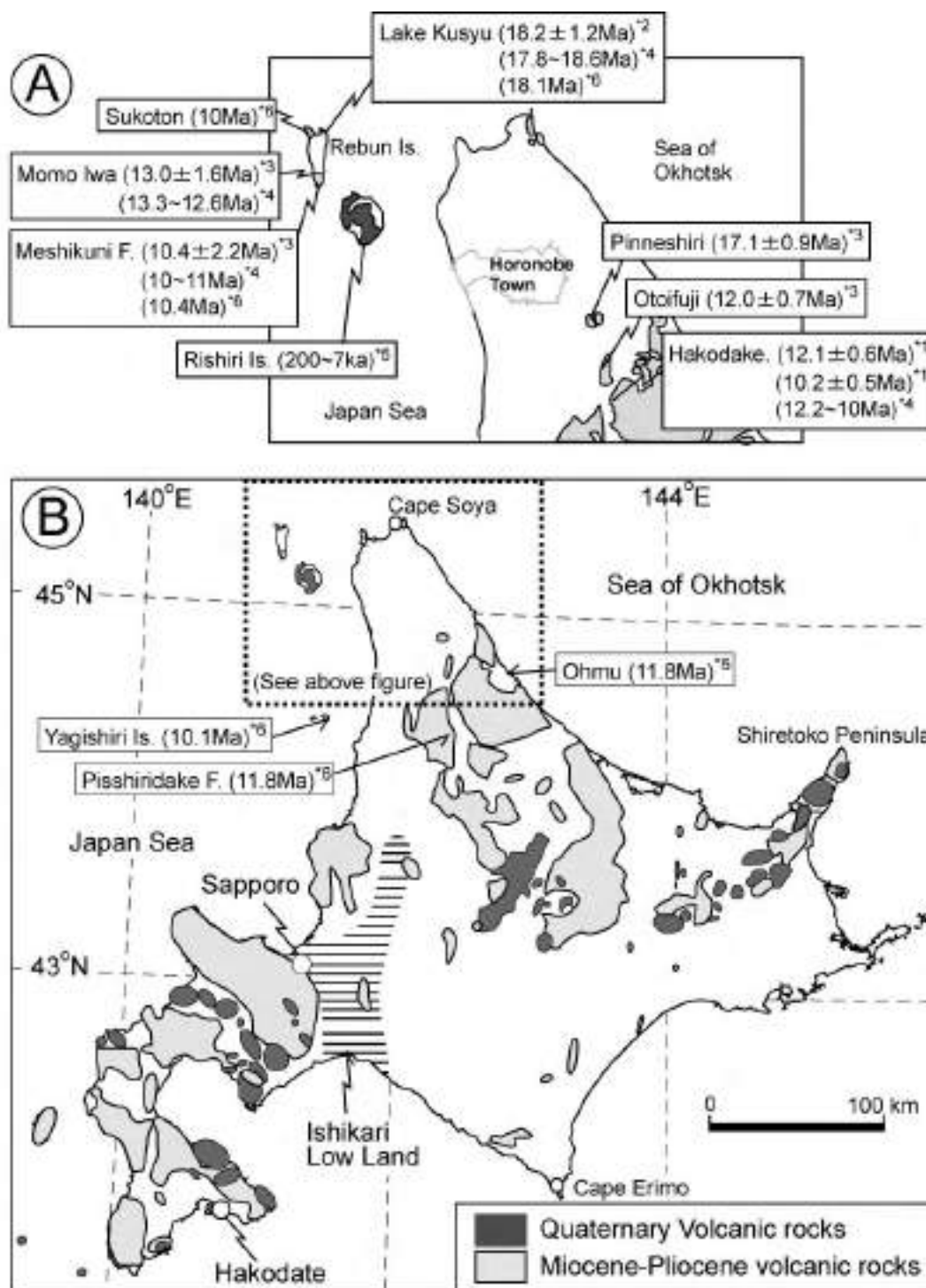


Fig. 4.5.3-6 Distribution of the late Cenozoic volcanic rocks in Hokkaido, simplified from Hirose et al. (2000)²²⁵. K-Ar age are taken from following references.

*1, Watanabe & Yamaguchi (1988)²²⁶; *2, Goto & Wada (1991)²²⁷; *3, Goto et al. (1995)²²⁸; *4, Hirose & Nakagawa (1999)¹⁹⁰; *5, Ishizuka (1999)¹⁹²; *6, Shuto et al. (2004)²²⁹.

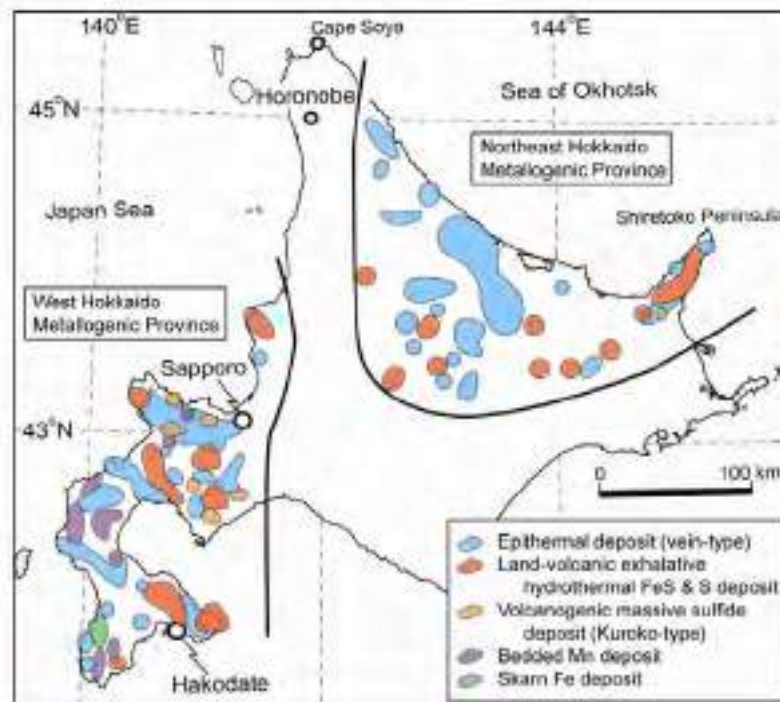


Fig. 4.5.3-7 Distribution of Late Cenozoic hydrothermal ore deposits in Hokkaido, simplified from Yahata (2002)¹⁹⁴⁾.

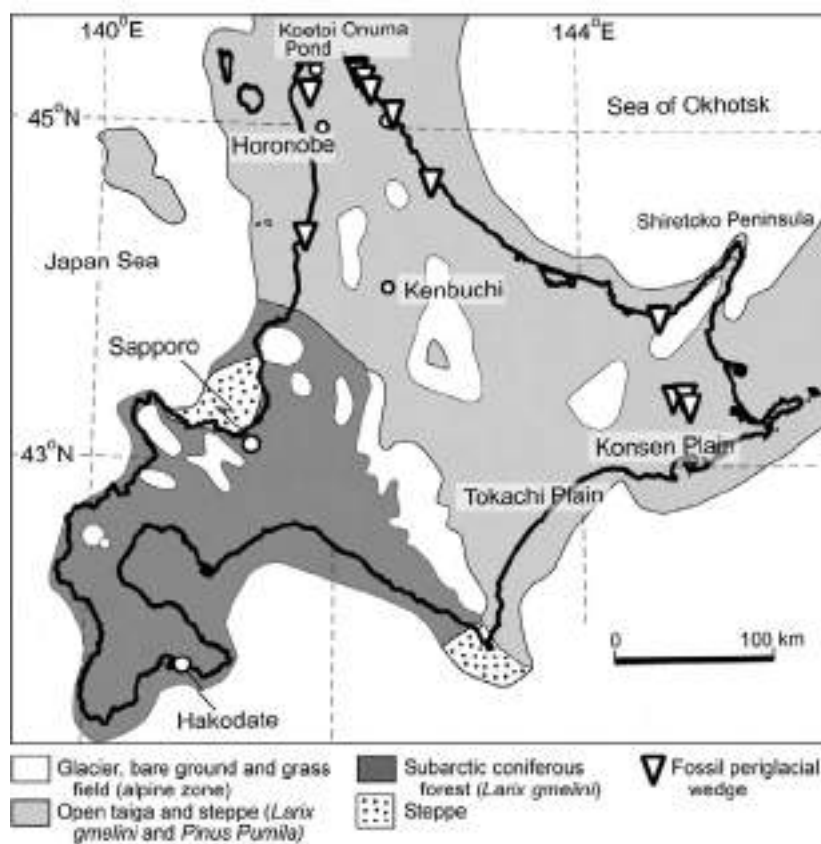


Fig. 4.5.3-8 Vegetation of the Last Glacial Maximum in Hokkaido (Igarashi, 1991)²⁰⁰⁾ with location of fossil periglacial wedge (Miura & Hirakawa, 1995)²⁰³⁾.

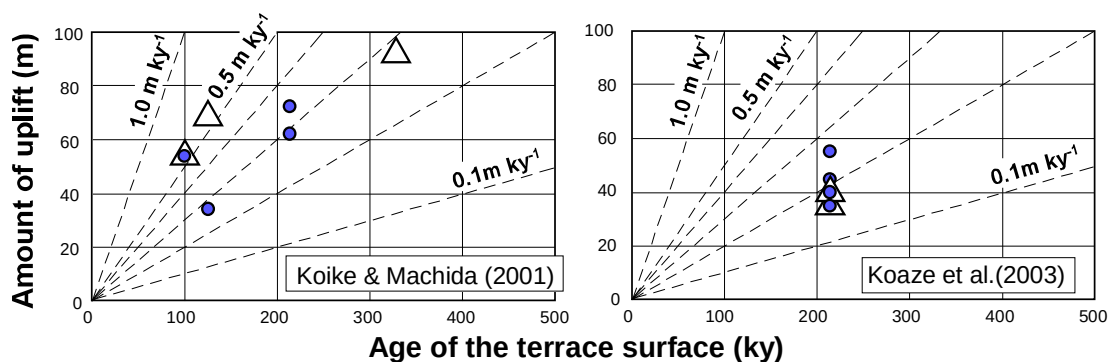


Fig. 4.5.3-9 Plot of uplift versus time for a sequence of marine-terrace surfaces (Modified from Niizato & Yasue, 2005¹⁸⁹). Open triangles indicate marine terrace surfaces at the Sarobetsu Anticline (see Fig. 4.5.2-4).

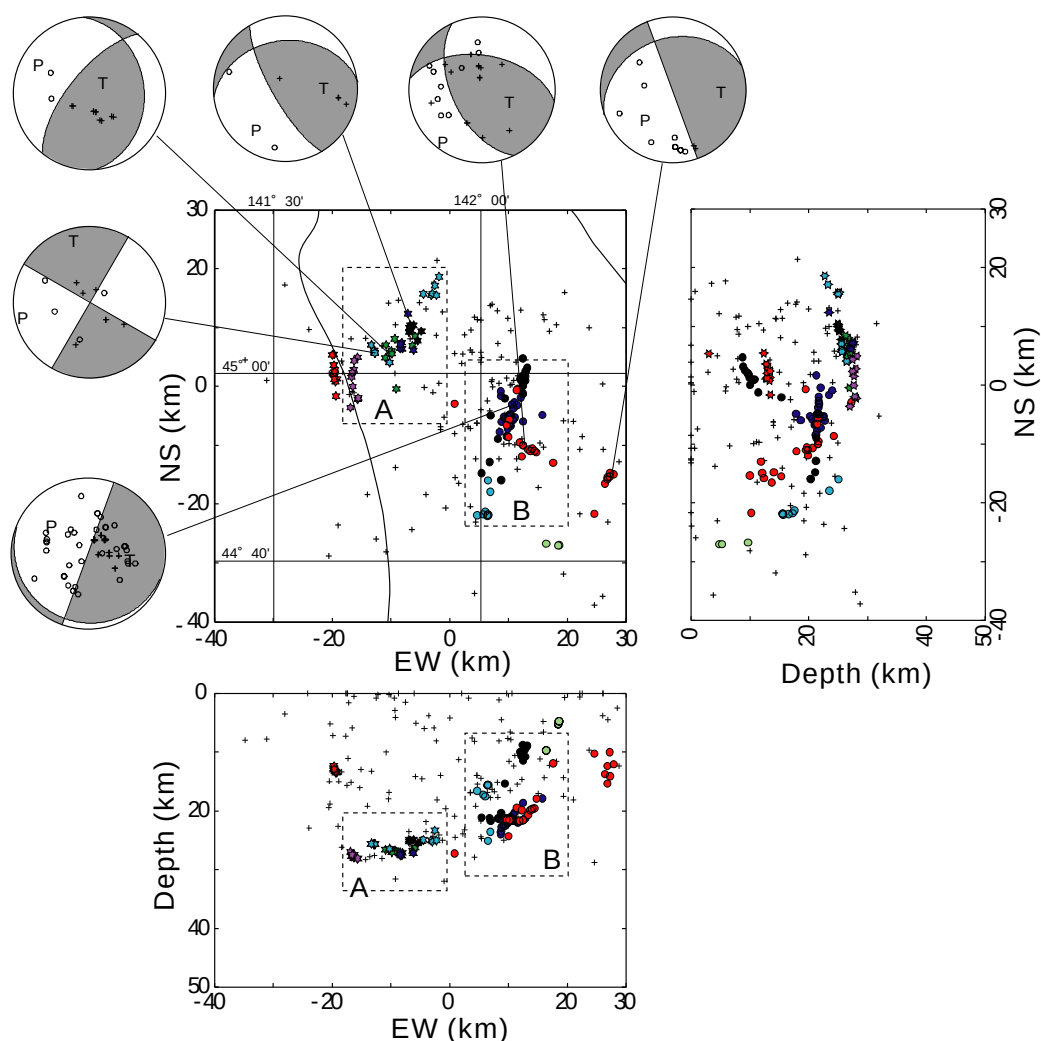


Fig. 4.5.3-10 Hypocenter distribution relocated by hypomh (cross) and multiplet-clustering analysis (colored solid circle and hexagon). It also shows the focal mechanisms in the upper-left figure. The origins of coordinate of these figures are Kami-Horonobe seismic station (see Fig. 4.5.2-5). The areas denoted A and B in upper-left figure are correspond to that in lower-left figure. The differences in plot symbol and color are different groups of multiplet.

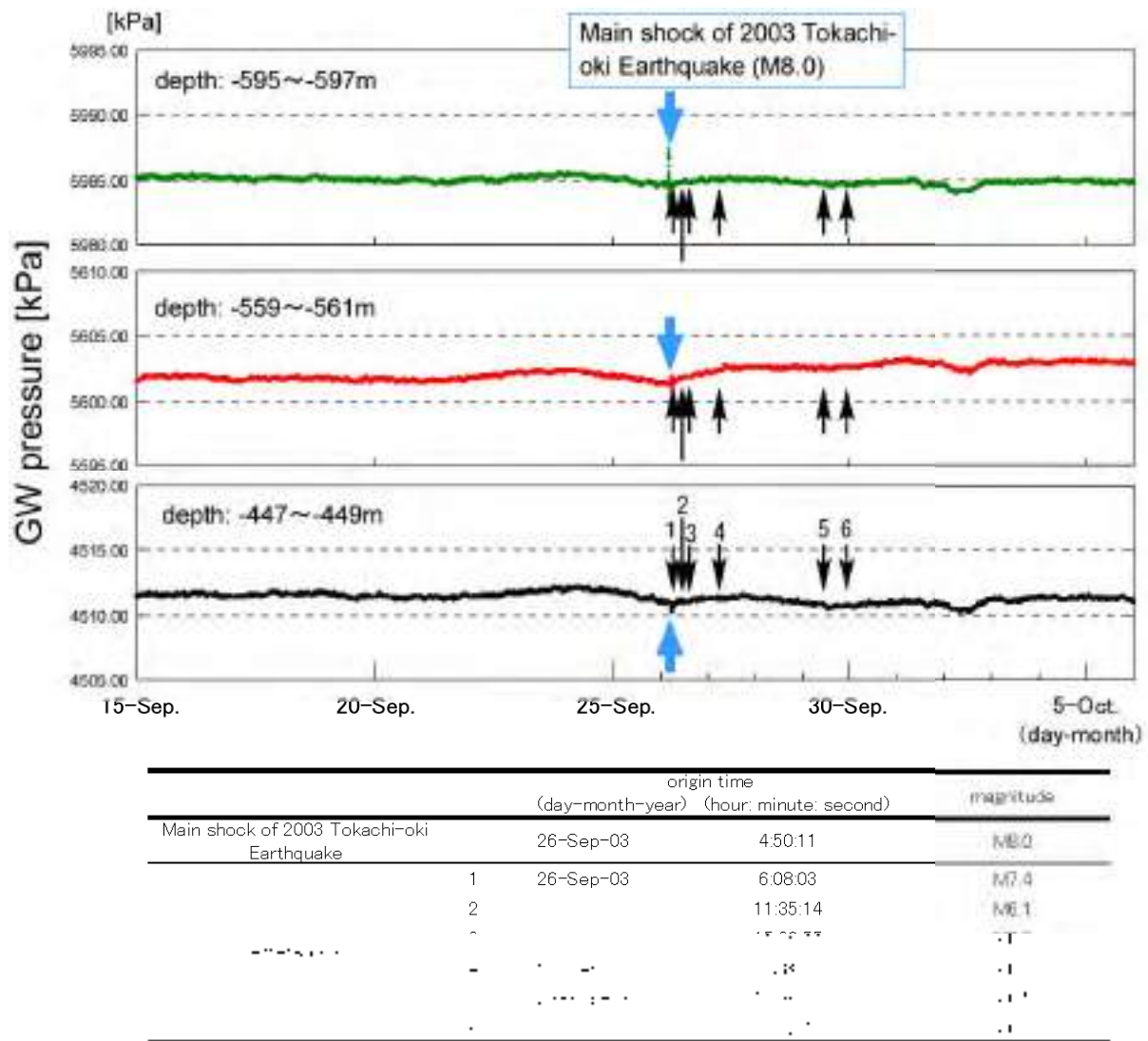


Fig. 4.5.3-11 Time variation of groundwater pressure (HDB-1) before and after the 2003 Tokachi-oki Earthquake during the period from 15th September to 6th October 2003¹⁴⁶⁾.

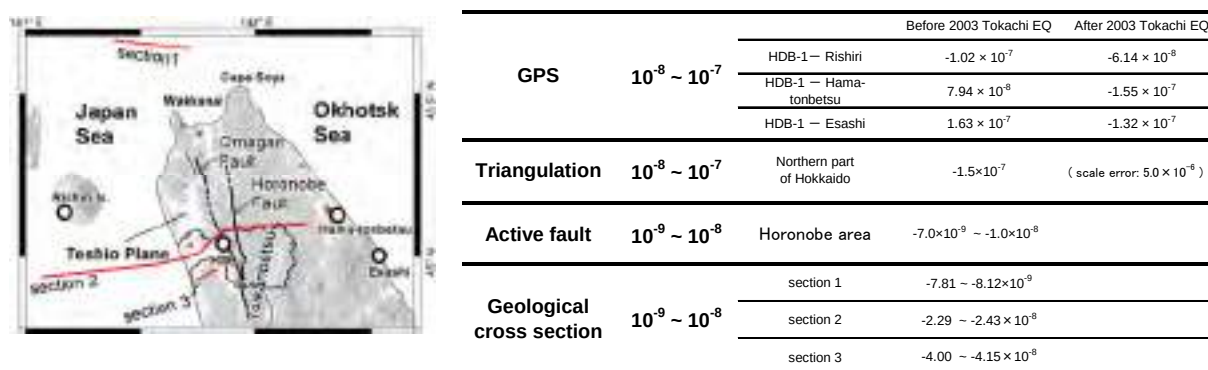


Fig. 4.5.3-12 Estimation of the crustal horizontal-strain rate [year^{-1}] in different method. The shaded relief map is after the Geographical Survey Institute (2001)²²³.

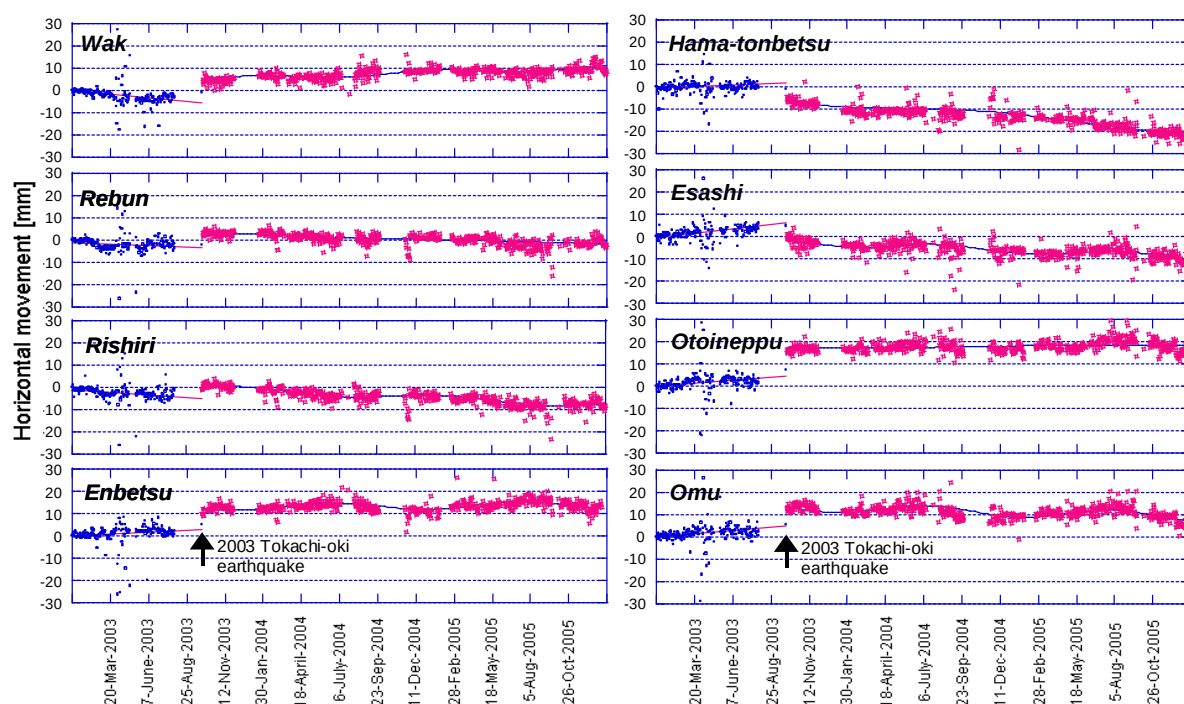


Fig. 4.5.3-13 Time variation of the base-line length during the period from 1st January 2003 to 13th January 2006 (see Fig. 4.5.2-6 for location of station).

Blue square and pink star show base-line lengths before and after 2003 Tokachi-oki earthquake, respectively. Pink straight line and blue sinusoidal curve are fitted by the least square method (see text).

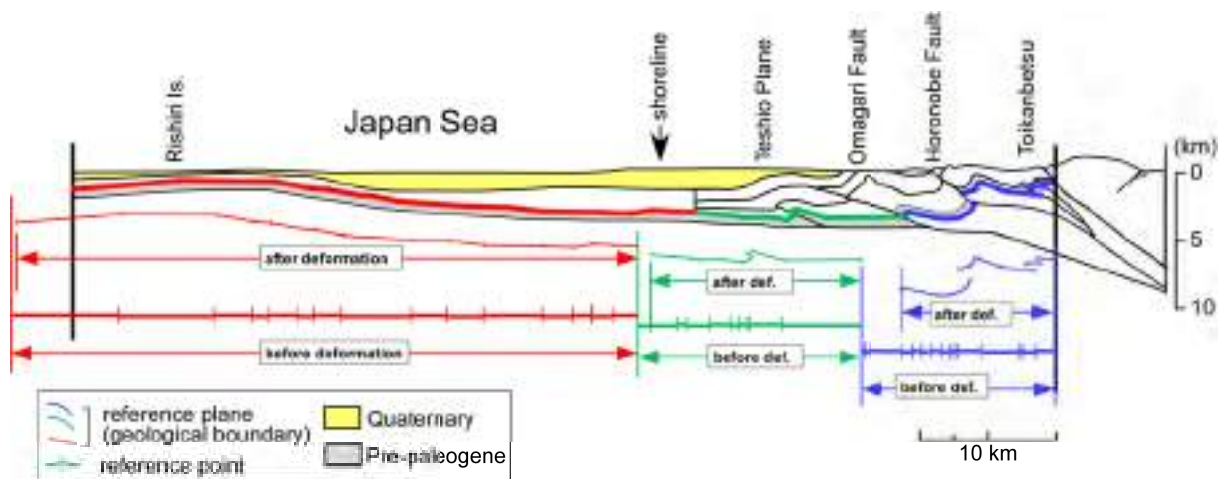


Fig. 4.5.3-14 Estimation of the crustal horizontal-strain rate by using geological cross section (section 2 in Fig. 4.5.3-12; partly modified from Kato & Sato, 2002²³⁰).

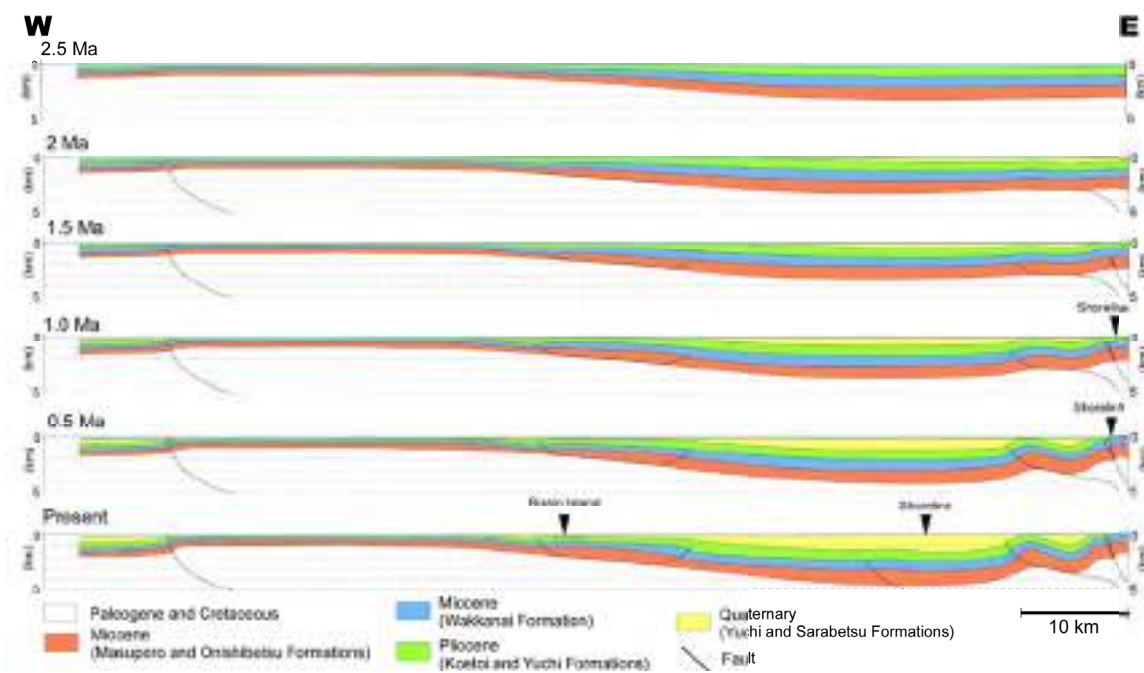


Fig. 4.5.3-15 Conceptual restoration at the geological cross section in the Horonobe area, EW section (see Fig. 4.5.2-7 for location of cross section).

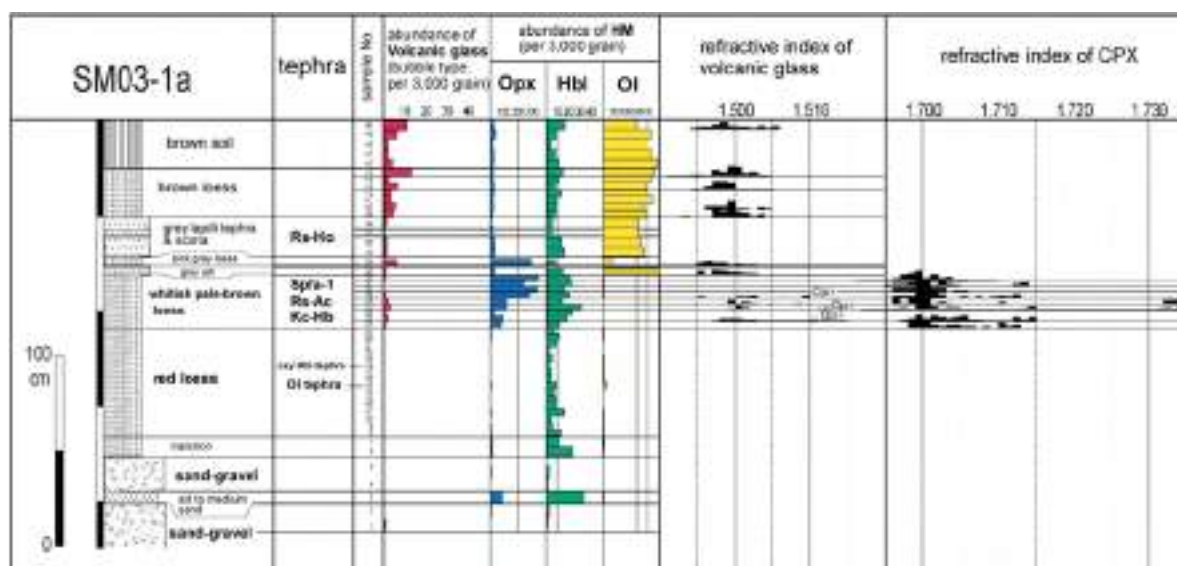


Fig. 4.5.3-16 Stratigraphic section and histograms showing the refractive indices of constituent minerals and volcanic glass (see Fig. 4.5.3-17 for location of the section).

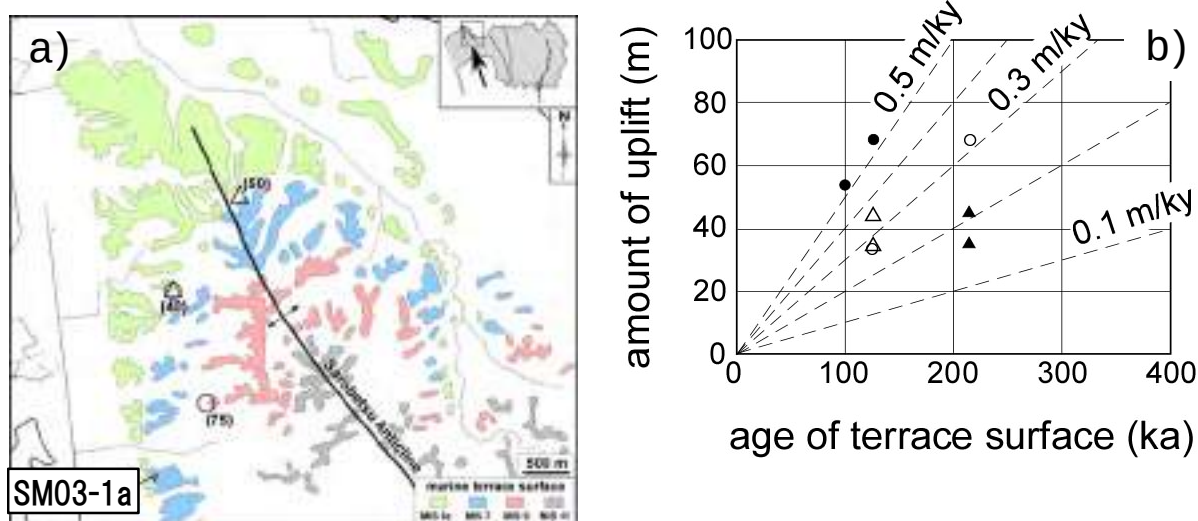


Fig. 4.5.3-17 a) Geomorphologic map around the Sarobetsu Anticline (see Fig. 4.5.2-4 for location).

b) The rate of uplift for the marine-terrace surfaces.

Solid circle, Koike & Machida (2001)¹³⁴⁾; solid triangle, Koaze et al. (2003)¹⁴⁴⁾, open circle and triangle, this study.

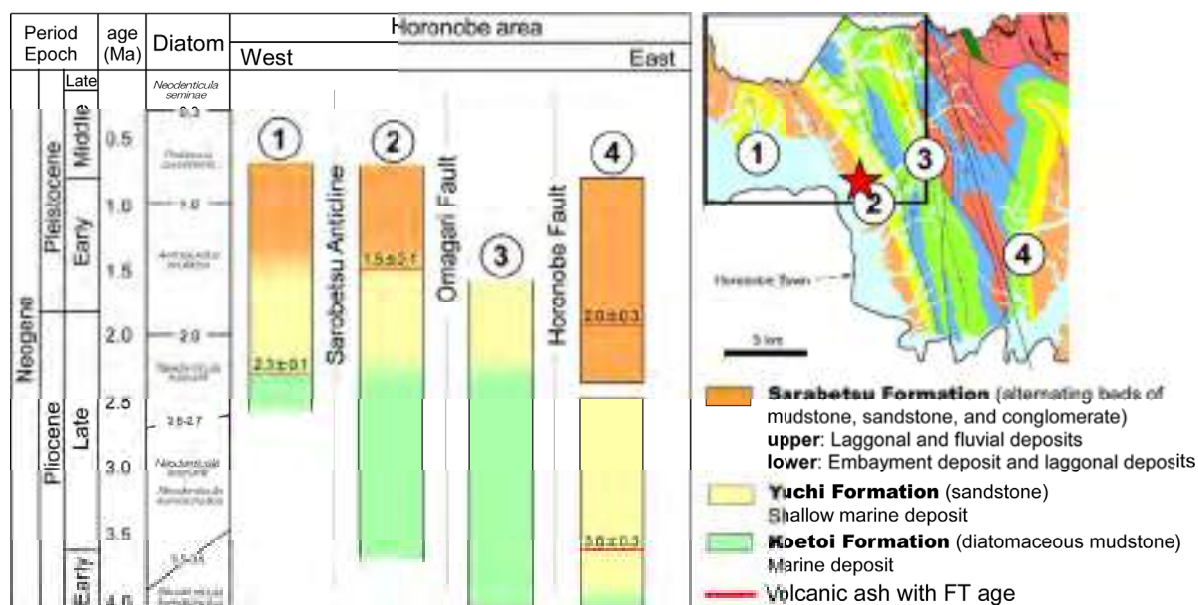


Fig. 4.5.3-18 Stratigraphic section and diatom zones of each location in the Horonobe area, partly modified from Yasue et al. (2006)²⁹. Legends of geological map (right) are same as Fig. 4.1.3-1. In the right figure, the area surrounded by thick black line and red star show location of Figs. 4.1.3-1 and 4.5.3-19, respectively. FT age is taken from Ishii & Yasue (2005)⁴⁷.

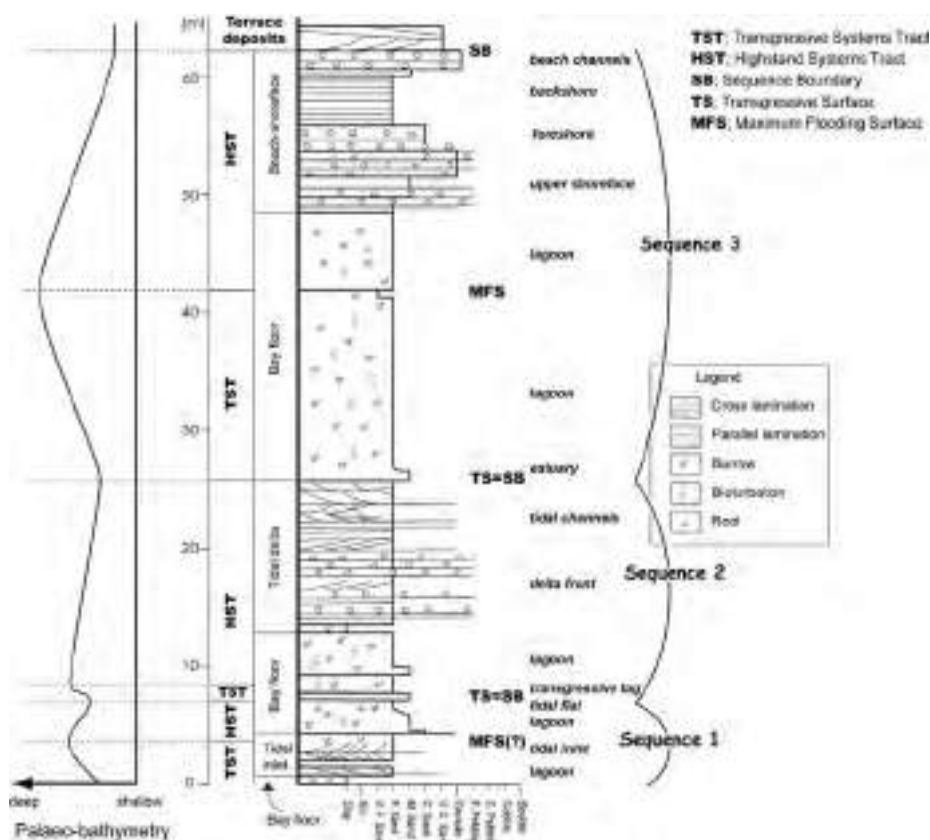


Fig. 4.5.3-19 Stratigraphic section in the lower part of the Sarabetsu Formation exposed in the center of Horonobe Town. See Fig. 4.5.3-18 for location.

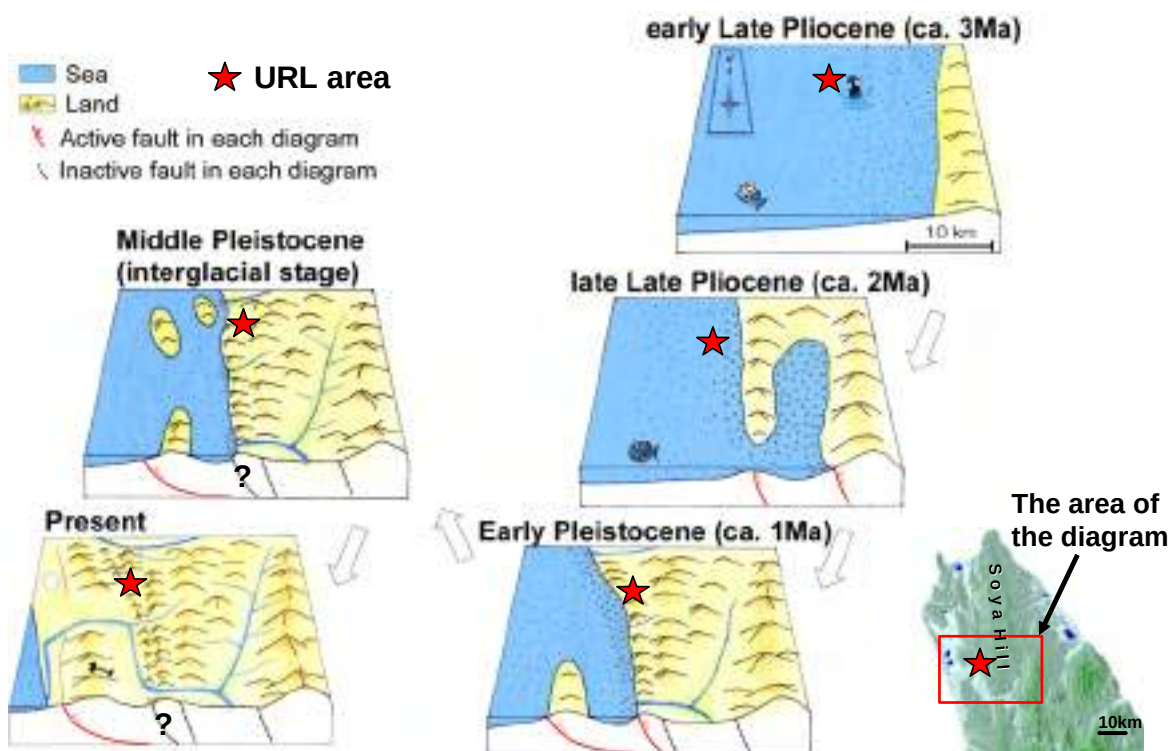


Fig. 4.5.3-20 Palaeogeography from early Late Pliocene (ca. 3 Ma) to the present.

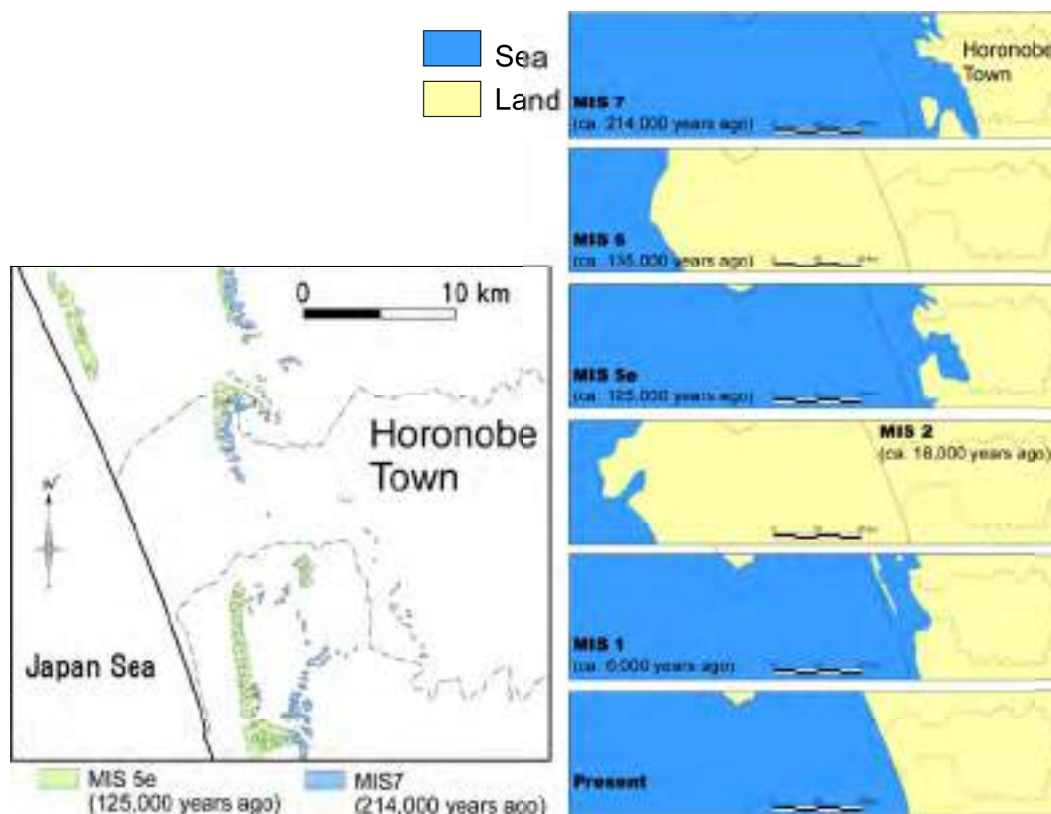


Fig. 4.5.3-21 Palaeogeography in and around the Horonobe area from MIS 7 to the present (right) based on the distribution of marine terrace and its formative age (left).

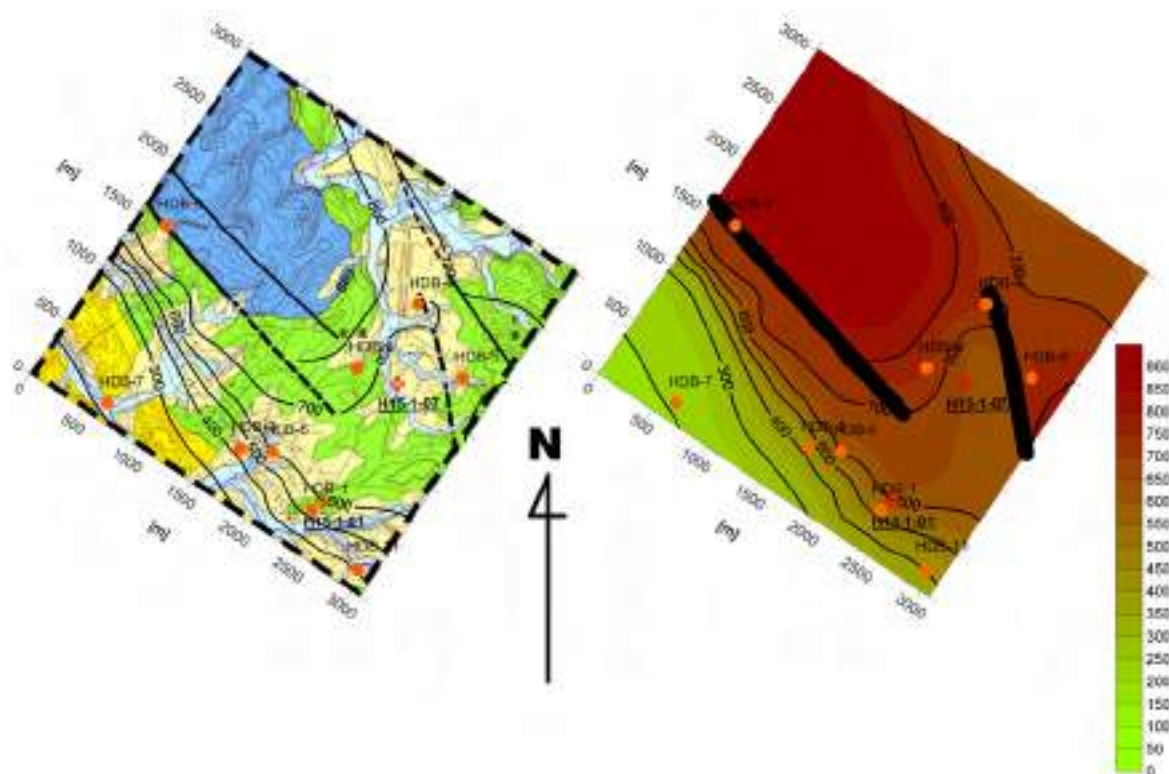


Fig. 4.5.3-22 Amount of erosion in the URL area.

* The contour maps are creating by build-in-function (Girding Method) of the Golden software Surfer 8.

** ●: The location of raw data for the amount of erosion.

**** The estimation of the amount of erosion is based on the depth of opal-A/-CT boundary at each borehole and geological model (Ishii & Yasue, 2005⁵⁰), See chapter 4.1 for details).

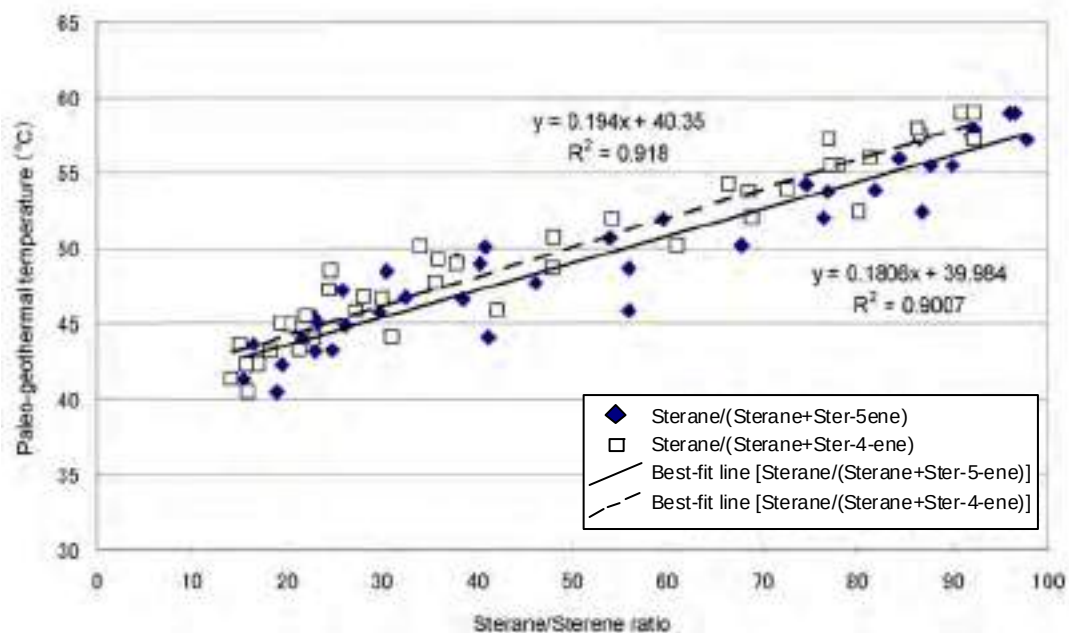


Fig. 4.5.3-23 Relationship between palaeo-geothermal temperature and Sterane/Sterene ratio.

Table 4.5.3-1 Depth of transformation from opal-A to opal-CT and amount of erosion at the each borehole.

Borehole	Depth [m] • appearance of opal-CT is detected by XRD	Amount of erosion [m] • ground temperature: 15°C		Amount of erosion [m] • ground temperature: 6.2°C	
		• temperature of transformation from opal-A to opal-CT: 45°C	• temperature of transformation from opal-A to opal-CT: 50°C	• temperature of transformation from opal-A to opal-CT: 45°C	• temperature of transformation from opal-A to opal-CT: 50°C
HDB-1	324.99	535	675	785	925
HDB-2	41.38	820	960	1,070	1,210
HDB-3	426.05	435	575	685	825
HDB-4	100.05	760	900	1,010	1,150
HDB-5	99.95	760	900	1,010	1,150
HDB-6	262.21	600	740	850	990
HDB-7 ^{a)}	N.D.	(225)	(350)	(475)	(600)
HDB-8	102.35	760	900	1,010	1,150
HDB-9 ^{b)}	N.D.	(860)	(1,000)	(1,110)	(1,250)
HDB-10	320.18	540	680	790	930
HDB-11	460.38	400	540	650	790
H15-1-01 ^{b)}	N.D.	(600)	(725)	(825)	(975)
H15-1-07 ^{b)}	N.D.	(650)	(800)	(900)	(1,050)

* The opal-A/-CT boundary is not exposed in the borehole.

a) The amount of erosion is based on Fig. 4.5.3-22.

b) Estimation on the basis of relationship between sterane/sterene ratio and palaeo-geothermal temperature.

Table 4.5.3-2 Erosion rate at the each borehole.

Borehole	Erosion rate [m ky ⁻¹] • ground temperature: 15°C		Erosion rate [m ky ⁻¹] • ground temperature: 6.2°C	
	• temperature of transformation from opal A to opal CT: 45°C • starting age of erosion: 1.3 Ma	• temperature of transformation from opal A to opal CT: 50°C • starting age of erosion: 1.1 Ma	• temperature of transformation from opal A to opal CT: 45°C • starting age of erosion: 0.9 Ma	• temperature of transformation from opal A to opal CT: 50°C • starting age of erosion: 0.7 Ma
HDB-1	0.41	0.61	0.87	1.32
HDB-2	0.63	0.87	1.19	1.73
HDB-3	0.33	0.52	0.76	1.18
HDB-4	0.58	0.82	1.12	1.64
HDB-5	0.58	0.82	1.12	1.64
HDB-6	0.46	0.67	0.94	1.41
HDB-7	0.17	0.32	0.53	0.86
HDB-8	0.58	0.82	1.12	1.64
HDB-9	0.66	0.91	1.23	1.79
HDB-10	0.42	0.62	0.88	1.33
HDB-11	0.31	0.49	0.72	1.13

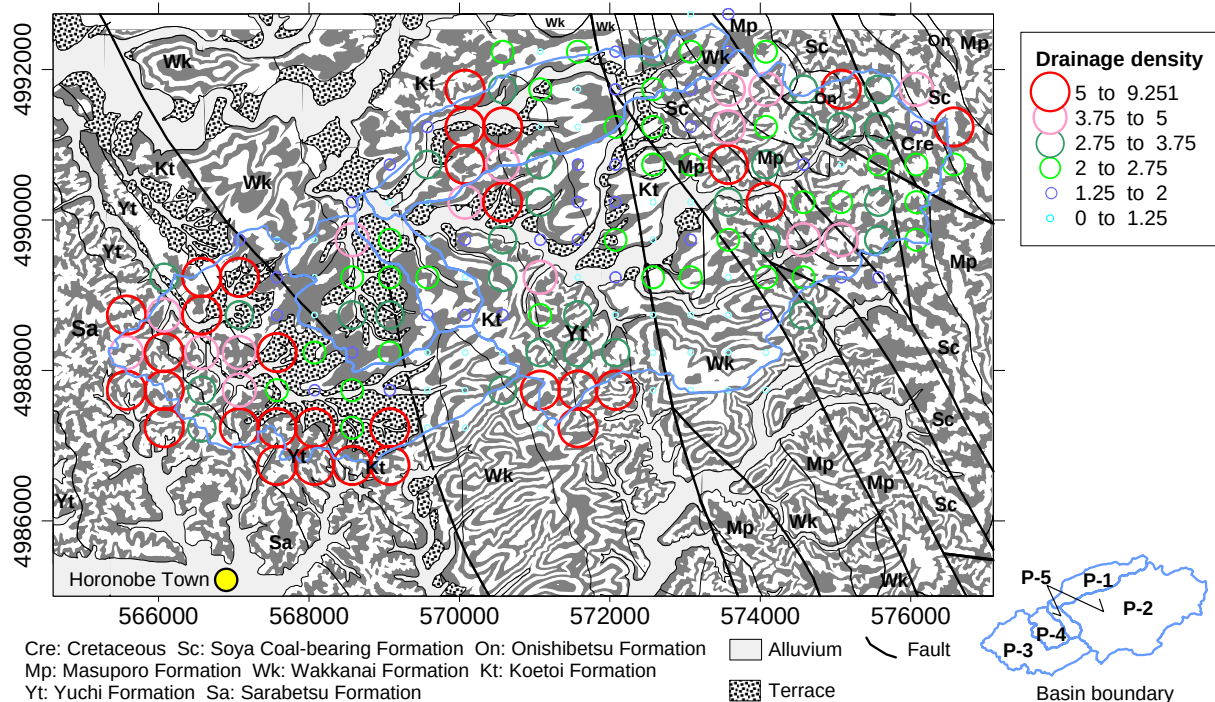


Fig. 4.5.3-24 Drainage density [number Km^{-2}], drainage pattern ("zebra" map), and geology in and around the Hokushin district. The axes are the UTM (Universal Transverse Mercator system) coordinates. "Zebra" map is drawn by painting every alternate belts of 25m in altitude.

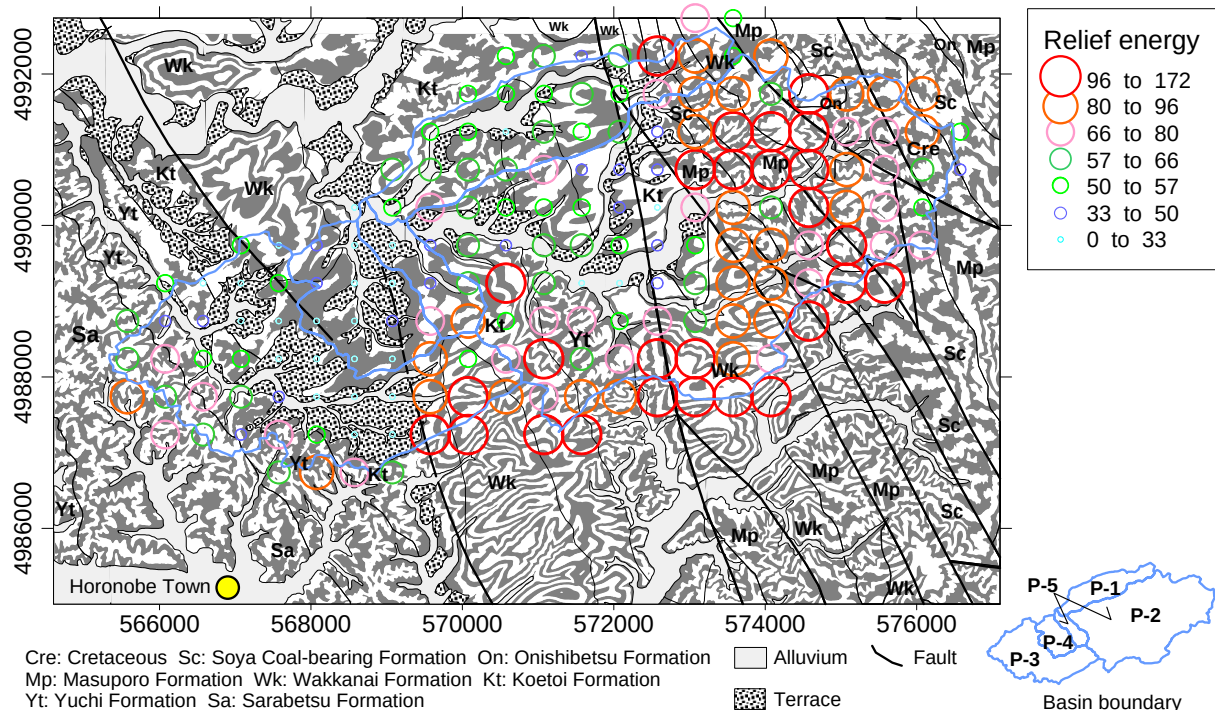


Fig. 4.5.3-25 Relief energy [m], drainage pattern ("zebra" map), and geology in and around the Hokushin district. The axes are the UTM (Universal Transverse Mercator system) coordinates. "Zebra" map is same as Fig. 4.5.3-24.

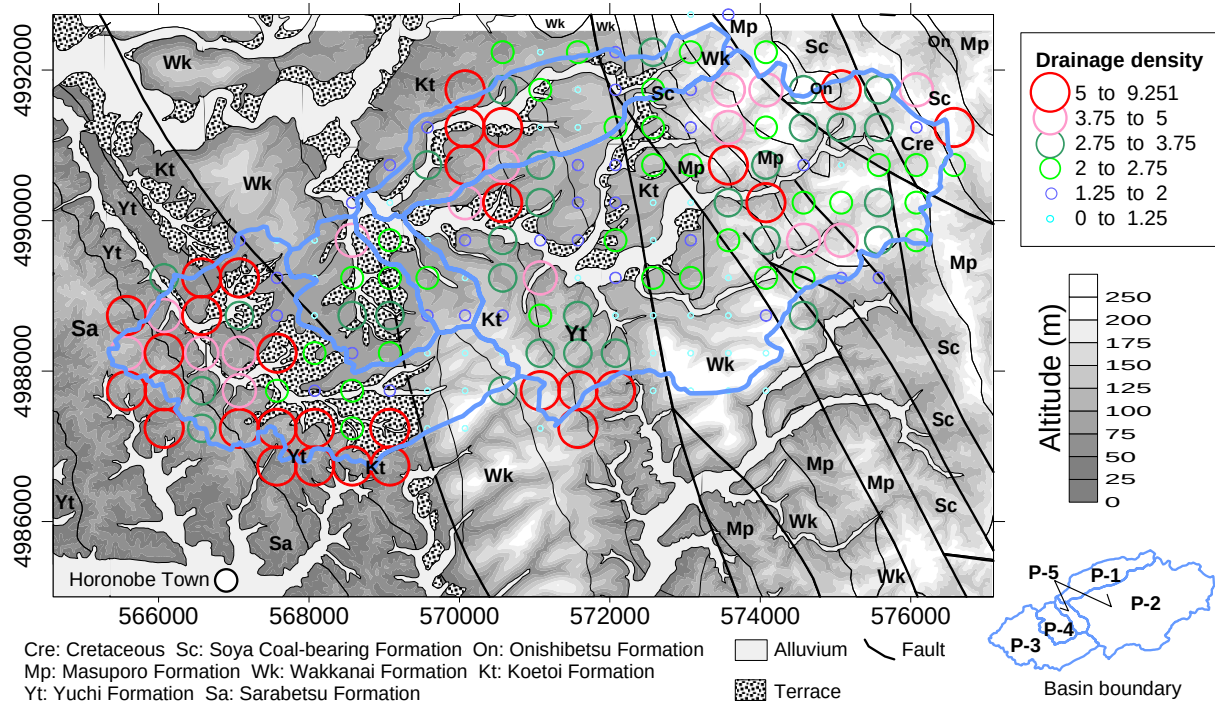


Fig. 4.5.3-26 Drainage density [number km^{-2}], altitude, and geology in and around the Hokushin district. The axes are the UTM (Universal Transverse Mercator system) coordinates.

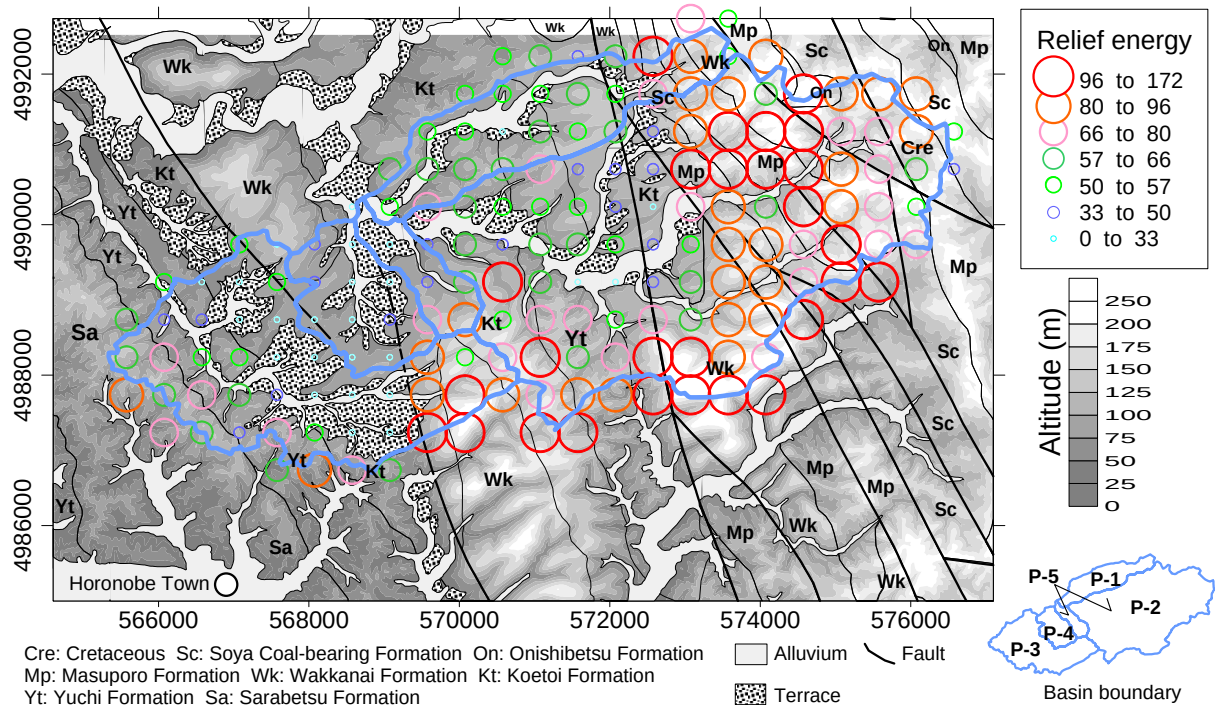


Fig. 4.5.3-27 Relief energy [m], altitude and geology in and around, the Hokushin district. The axes are the UTM (Universal Transverse Mercator system) coordinates.

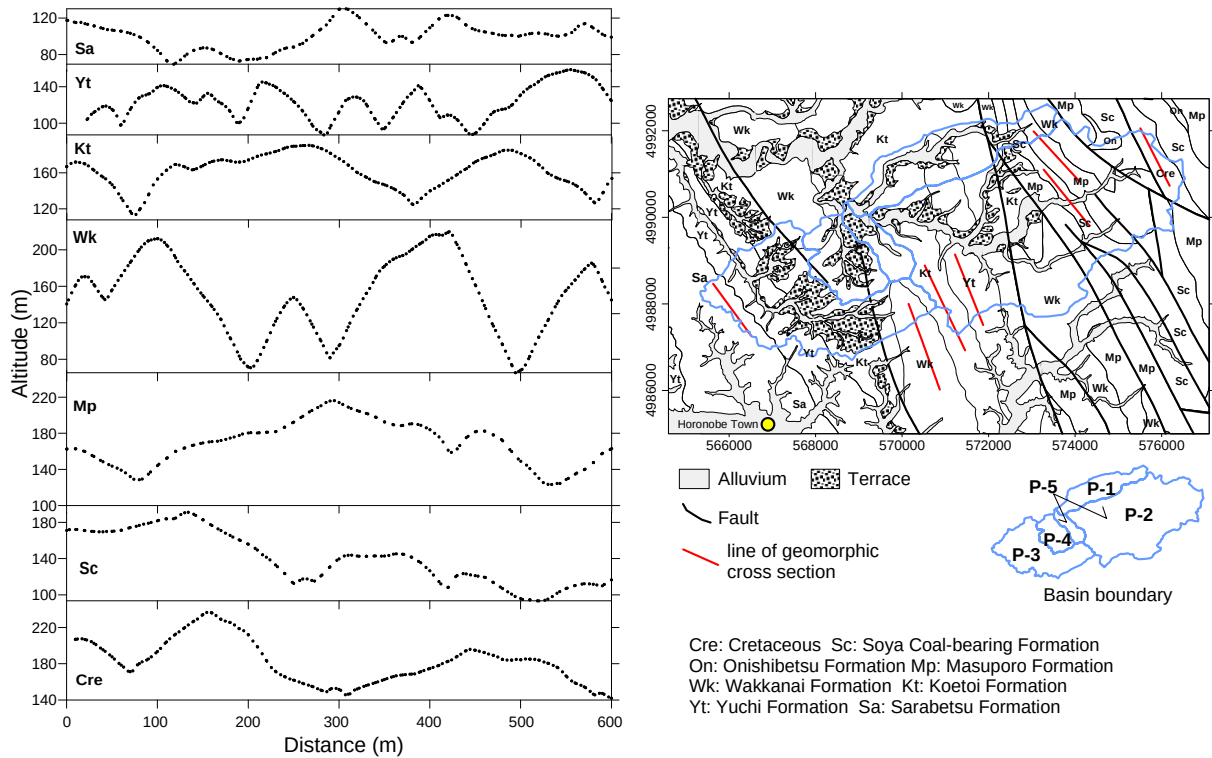


Fig. 4.5.3-28 Geomorphologic sections for each geological formation in the Hokushin district. The axes in the right figure are the UTM (Universal Transverse Mercator system) coordinates.

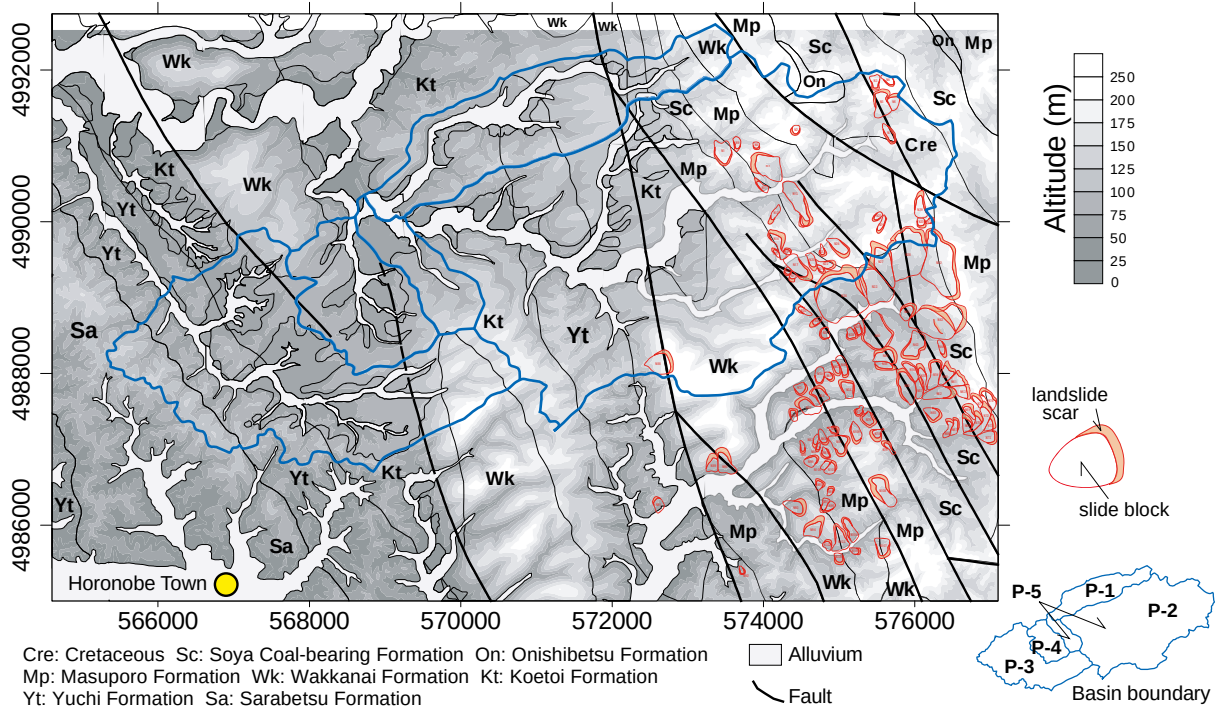


Fig. 4.5.3-29 Distribution of landslide and geological map in the Hokushin district. The axes are the UTM (Universal Transverse Mercator system) coordinates.

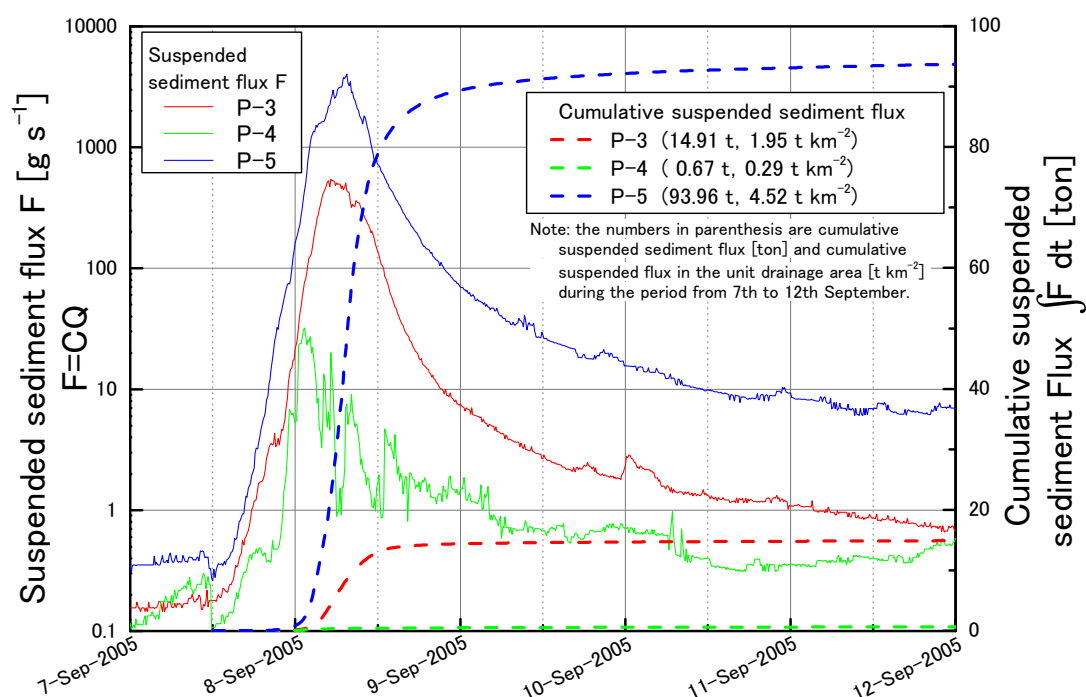


Fig. 4.5.3-30 Suspended sediment flux and cumulative suspended sediment flux during a typhoon 14 from 7th to 12th September 2005 in the P-3, -4, and -5 drainage basin.

Table 4.5.3-3 Suspended sediment flux in the Hokushin district during typhoon 14 from 7th to 12th September 2005.

	Drainage area A [km ²]	Cumulative suspended sediment flux $\int F dt$ [ton]	Suspended sediment flux in unit drainage area $\int F dt / A$ [t km ⁻²]
P-3	7.647	14.91	1.95
P-4	2.315	0.67	0.29
P-5	20.798	93.96	4.52

Table 4.5.3-4 Characteristics of drainage basin in the Hokushin district. (see Fig. 4.2.3-3 for locations of drainage basin).

Basin	Drainage area	River	Characteristics of the basin			
			Geology	Topography	Vegetation	
P-3	7.6 km ²	Shimizu R.	lower to middle stream	western part: Yuchi F. eastern part: Koetoi F.	high drainage density and low relief energy	grass field: 39.7% broadleaf forest: 29.2% coniferous forest: 19.9%
			upper stream	mainly Koetoi F., partly Wakkanai F.		
P-4	2.3 km ²	Ichigou R.	Koetoi Formation		low drainage density and low relief energy	grass field: 94.9%
P-5	20.8 km ²	Penke-ebekorobetsu R.	lower stream	Koetoi Formation	high drainage density and high relief energy	broadleaf forest: 67.7% grass field: 18.7% coniferous forest: 11.1%
			upper stream	Soya coal-bearing, Masuporo, and Wakkanai F.		

4.5.4 地質環境条件の将来変化に関する解析

i) 将来予測に係わる基本的な考え方

地質環境の将来予測に関しては幾つかの考え方が示されているが、いずれの場合にも、過去から現在までの変動傾向及び影響範囲などから将来を外挿あるいは類推する方法や、現象の発生可能性を数量的に見積もり、発生確率を求める方法が基本となる。とくに、実験が可能な期間よりはるかに長期になる地質環境の予測では、外挿法ならびに類推法が最も重要と考えられる。外挿法は過去から現在までに生じた変動の履歴を把握し、その中から時間的及び空間的な変動の傾向を見出すことにより、その傾向を将来へ外挿して予測する手法である。類推法は予測しようとする現象と類似の事例を検討することにより現象の一般化を図り、その類推から将来の変動及び変化を予測する方法である²³¹⁾。いずれの場合においても、「過去の天然現象を詳細に知ること」が将来の変動を評価・予測するにあたっての基盤となる。

また、予測に当たって用いる情報は、予測期間とほぼ同程度もしくはそれ以上の期間を対象として取得された情報を用いることが重要である。例えば、4.5.3 (2) ii) b) で述べたように、GPS 観測や三角測量などの測地学的手法で取得される地殻変動に係わるデータは、数年から 100 年間程度の期間を対象としており、それら観測できる期間よりも長い周期で起こるサイクリックな変動により影響を受けている可能性がある。また、それら測地学的手法により得られた地殻変動の傾向とその量は、数万年程度の期間におけるそれらとは異なる可能性が高い (Fig. 4.5.4-1)。

ii) 幌延地域における天然現象の発生様式と傾向及び地質環境条件の変化

幌延地域における過去の天然現象の発生様式や履歴等 (4.5.3 参照) に基づき、幌延地域における将来の地質環境を評価・予測するうえで考慮すべき天然現象とその相互関係、及びそれらにより生じることが想定される地質環境の変化を Fig. 4.5.4-2a (地震・断層活動、火山・熱水活動、隆起・沈降/侵食・堆積) 及び Fig. 4.5.4-2b (隆起・沈降/侵食・堆積、気候・海水準変動) にまとめて示す。本表は、幌延地域で過去に生じた天然事象に基づいて作成した。また、天然現象の相関関係 (4.5.3 参照) を示すため、相関関係マトリクス形式²³²⁾を用いた整理を実施した。すなわち、各天然事象の特性 (発生様式、形式、規模) を対角要素に配置し、それら各天然事象間での影響の伝播に関するプロセスや事象を、対角要素間の交点となる非対角要素に配置した。この表に基づくと、幌延地域における将来の地質環境の変化を評価・予測する上で必ず考慮しなければならない天然現象は、広域的・緩慢に進行する天然事象である隆起・沈降・侵食及び気候・海水準変動であり、それらは特に、岩盤の水理への影響が大きいものと考えられる。

火山・熱水活動については、4.5.3 で述べたように、現在のテクトニクスの枠組みが変わらない限り、それら事象の発生する可能性自体は今後とも低いと考えられる。また、地震活動については、史料で遡ることのできる過去 800 年程度の傾向に基づくならば、同程度の将来の期間においては、火山・熱水活動と同様の取り扱いができるものと思われる。ただし、前述の通り、これはあくまでも過去 800 年程度の傾向に基づくものであることに注意が必要である。北海道北部地域の沿岸部では、津波堆積物や液状化堆積物などの地震イベント堆積物は見つかっていないが、礼文島西方の利尻トラフ (Fig. 4.5.3-1 参照) で採取された海底堆積物コアの解析によると、同トラフで海底斜面の崩壊を引き起こす程度の大地震の発生周期は約 3,000 年強と見積もられている¹⁷⁷⁾。このため、将来数万年程度の期間を対象とした場合には、地震活動が及ぼす地質環境への影響を考慮した上で、現在から将来にわたる地質環境の時間的変遷を記述する必要があるものと思われる。第 1 段階までに得られた天然現象の過去の履歴に関する特徴に基づく、それら局所的・突発的に生じる天然現象が地質環境へ及ぼす影響については、現在の状況を把握するために地上からの調査・解析を行うとともに、影響評価の対象とする個別の断層や震源域の選定基準などを

整理したうえで、影響評価解析を行うという調査方針が適していると考えられる。

隆起・沈降については、4.1 及び本章で述べた各層の層厚、現在の標高分布、深度分布¹⁸⁹⁾など、堆積時期²⁹⁾、堆積環境、古地理及び既存情報によるサロベツ原野下での各地層の深度分布や年代測定結果^{212), 233)}などに基づき、幌延地域の隆起・沈降に関する情報を取りまとめた隆起・沈降曲線を作成した (Fig. 4.5.4-3)。各地層が堆積した当時の古水深については、教科書的な既存文献^{234), 235)}などを参照して、現地調査の結果 (4.5.3 (2) ii d)) や既存情報²³⁶⁾などに記された各層の堆積相から推定した。そして、海水準変動曲線^{237), 238)}から各層堆積当時の海水準を読み取り、現在の海水準に対する標高を求めた (Table 4.5.4-1)。この図は、地層の圧密による層厚の減少やアイソスタシーを考慮していないなど、いくつかの仮定のもと作成した隆起・沈降曲線ではあるものの、幌延地域における隆起・沈降の大局的な傾向を表しているものと考えられる。すなわち、研究所設置地区周辺 (Fig. 4.5.4-3 の URL area) 及びサロベツ背斜付近では、平衡状態に達するまで今後とも継続して隆起が進行するのに対し、サロベツ原野では、過去 200 万年程度継続した沈降傾向が隆起傾向に変化する状況にあると思われる。このような地域ごとに異なる隆起・沈降史は、北海道北部地域における fold-and-thrust 帯の地質構造を反映した地殻水平歪速度の分布と調和的であり、歪速度の高い幌延地域東部では、100 万年前以前から隆起傾向が継続しているのに対し、歪速度の低い西部では、沈降から隆起に変化する傾向にある。以上のことから、幌延地域における将来の隆起・沈降の傾向について、広域テクトニクスを考慮し検討すると、幌延地域の東部及びサロベツ背斜付近では、平衡状態に達するまで現在の隆起傾向が継続するのに対し、サロベツ原野では、今後の地殻水平歪速度の増加に伴って隆起傾向に転じ、平衡状態に達するまでその隆起傾向が継続していくものと思われる。

気候変動に関しては、約 1.2~0.7Ma 以降に卓越する約 10 万年周期の変動が今後とも継続すると仮定したうえで、現在が温暖期 (間氷期) のピークをわずかに過ぎた時期であるとともに、後氷期がすでに 1 万年程度経過していること²³⁹⁾を考慮すると、今後数万年以内における氷期の到来が予想されると思われる。幌延地域周辺の海底地形に基づく、氷期には幌延地域の西に広がる大陸棚が海水準低下によって広範に陸化するとともに、宗谷海峡がサハリンと陸橋で結ばれ、幌延地域は内陸的な環境に変化する可能性が高いと思われる。また、北海道北部地域における植生の復元結果に基づく、将来の氷期における北海道北部地域は、現在のサハリン北部と類似した地表環境になることが予想される。

幌延地域における過去約 300 万年間の地史を踏まえると、同程度の期間を対象として現在から将来にわたる地質環境の変化を考える場合には、サロベツ原野の西方における活構造の発達、西方への陸域の拡大及び地質構造の変化による影響を考慮に入れなければならないと思われる。それら西方への移動傾向については、天北堆積盆がその堆積中心に向かい縮小していく傾向の一部であると考えられる (4.5.3 (2) 2) 参照)。このため、将来 100 万年程度の期間を対象とする場合には、天北堆積盆の東部における活構造の成長などもあわせて検討しなければならず、予測に係わる不確実性が非常に大きくなるものと考えられる。

以上述べてきたことを総合し、将来 10 万年程度の期間を対象として描いた幌延地域における地表地質環境と地質構造の概念断面図を Fig. 4.5.4-4 に示す。この図では、将来の氷期における状況を描いている。また、4.5.3 で述べた削剥 (侵食を含む) による各層の層厚の減少、地形の変化、幌延地域西部のサロベツ原野における活断層や活褶曲の成長も考慮して描いた。この図は、幌延地域で生じた過去の天然現象の発生様式や履歴に基づいて作成しており、幌延地域における将来の地質環境の評価・予測をする上での基礎となる概念モデルである。これに基づき、過去から現在に至る地下水の流動や天然現象による影響を考慮した地下水流動の最適近似を求めるためには、この図に示された天然現象及び地質環境条件の変遷に関する定量的なデータの取得が必

須である。それらの課題については、第2段階以降の調査研究により実施する予定である。

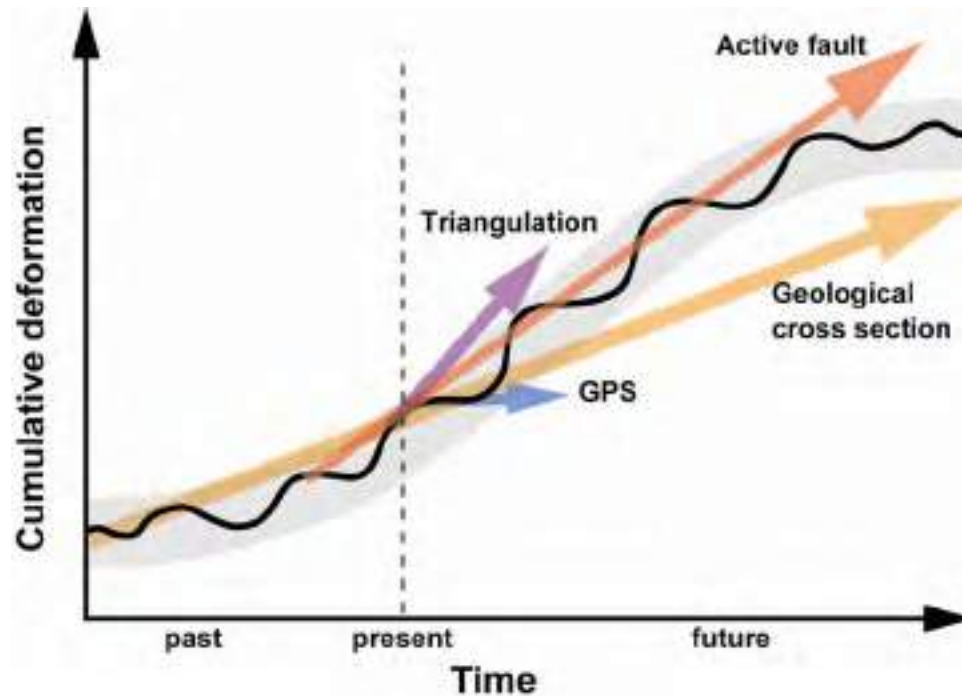
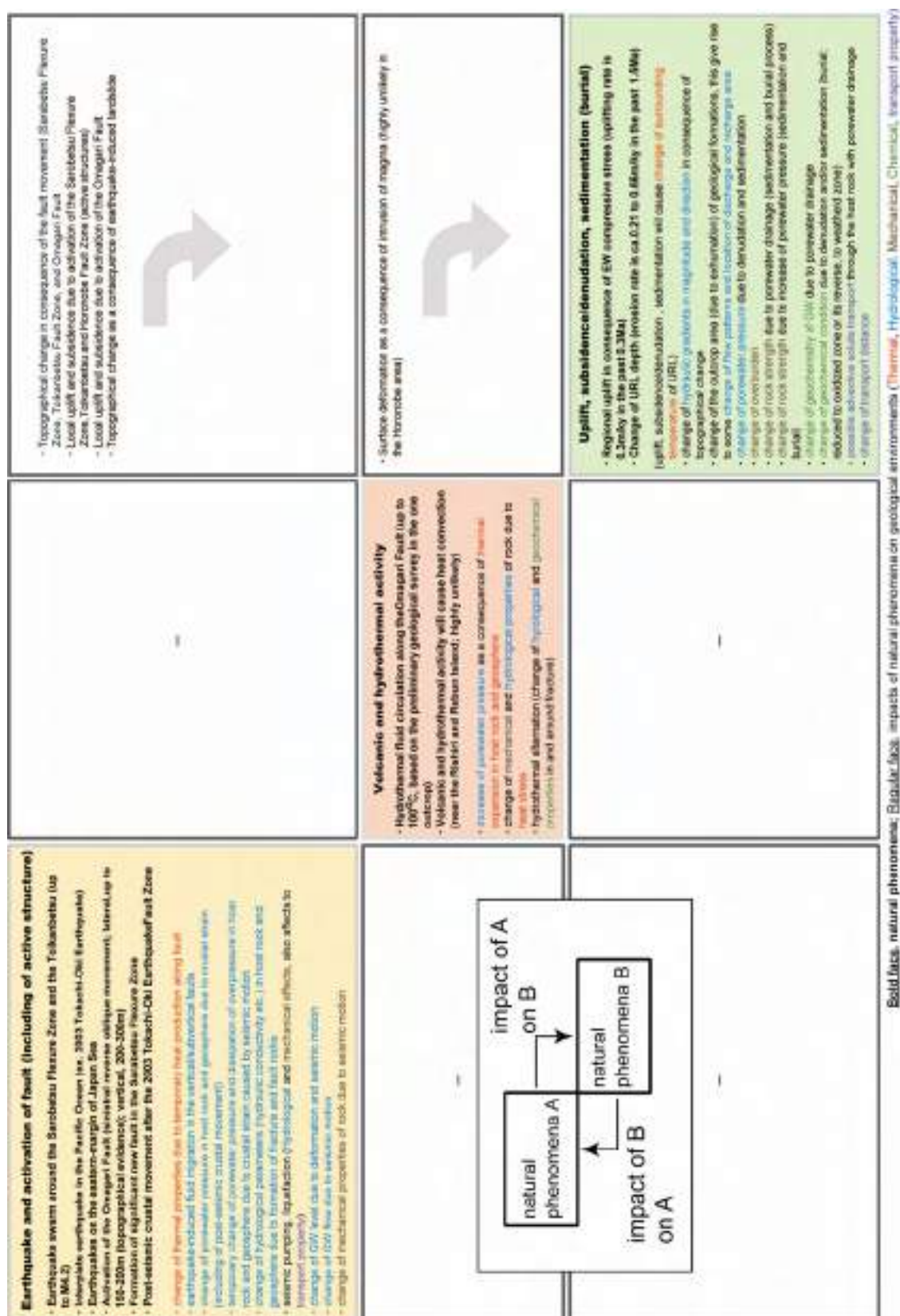


Fig. 4.5.4-1 Schematic illustration of the trend of variation extrapolated from a different kind of data (GPS and triangulation data, displacement of active fault, and crustal strain by using of balanced-geological cross section). The wavy black line shows true deformation path and broad grey line shows true trend of variation. This illustration is adapted from Kimura (2002)²⁴⁰⁾.



Bold face, natural phenomena; Regular face, impacts of natural phenomena on geological environments (Thermal, Hydrological, Mechanical, Chemical, Transport property)

Fig. 4.5.4-2a Natural phenomena, its impact on geological environment, and interaction of them, which are related to the future evolution of geological environment in the Horonobe area

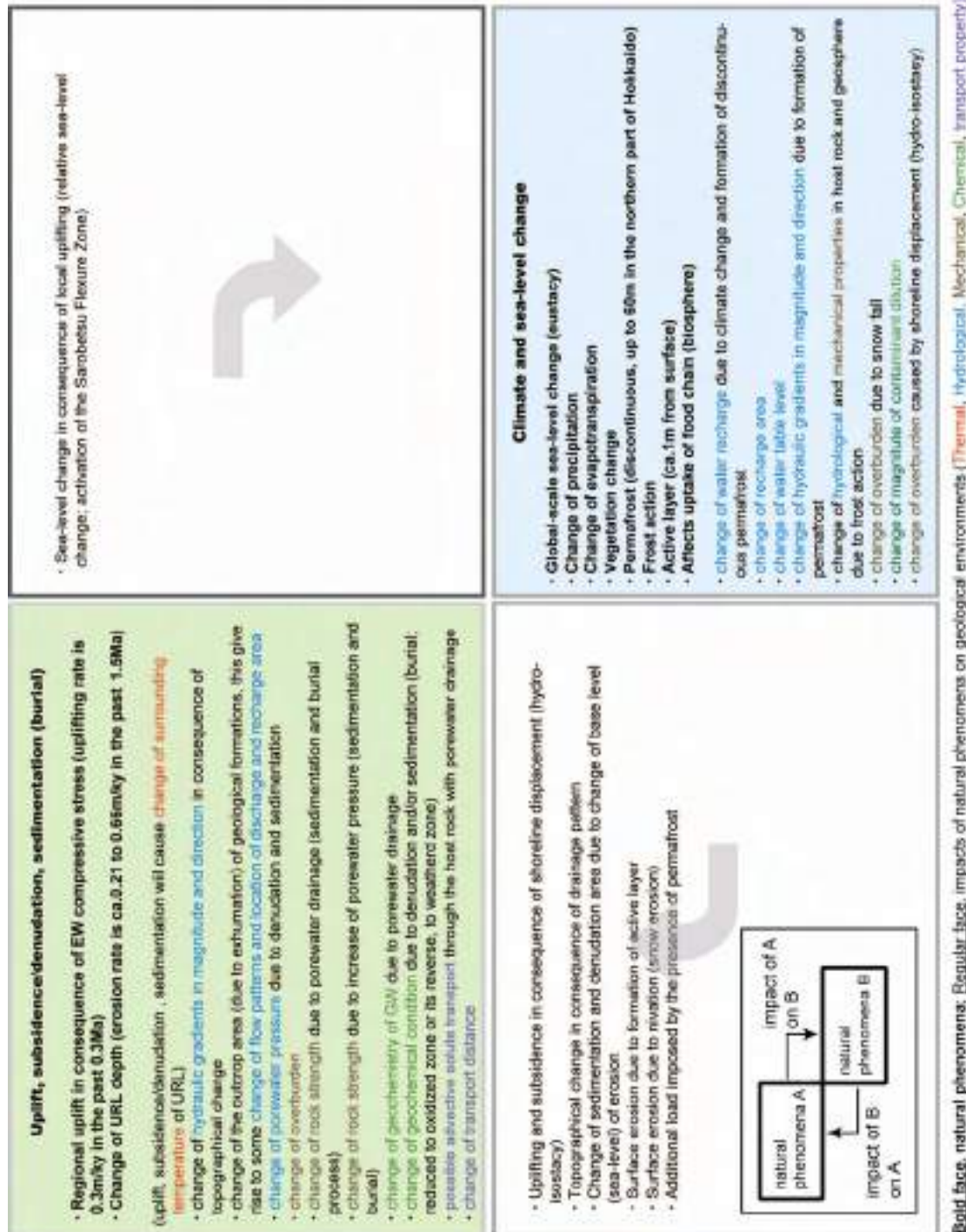


Fig. 4.5.4-2b Natural phenomena, its impact on geological environment, and interaction of them, which are related to the future evolution of geological environment in the Horonobe area

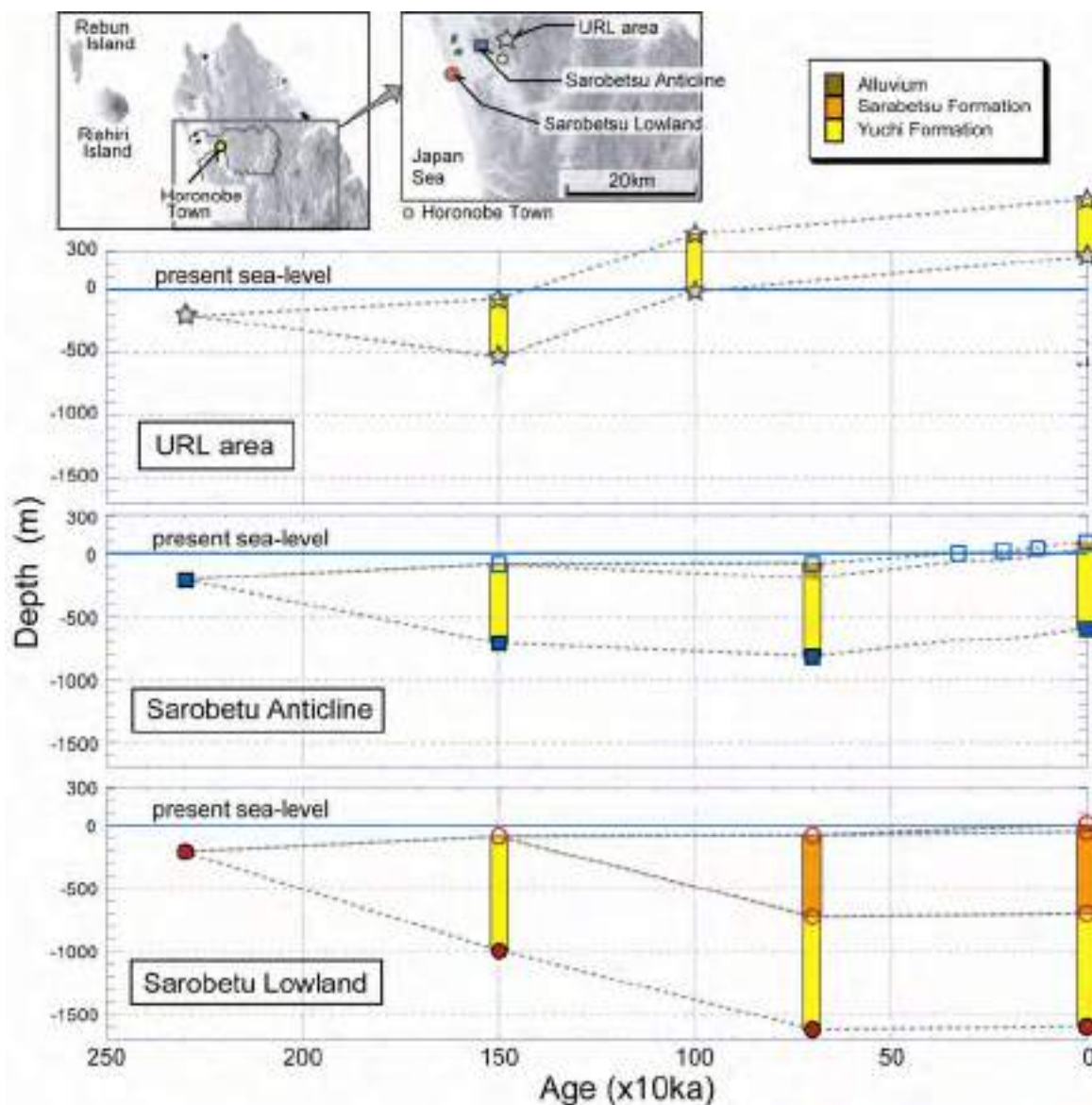


Fig. 4.5.4-3 Uplift and subsidence history in the Horonobe area. The shaded relief map is after the Geographical Survey Institute (2001)²²³⁾.

Table 4.5.4-1 Description of the Yuchi and Sarabetsu Formations, and marine terrace.

formation & terrace	depositional age (upper & lower ages; x 10ka)	altitude (terrace; m) & maximum thickness (formation; m)	depositional environment	depth of water	sea-level (m)
MIS 9	32.8	95	shoreline	0	+5
MIS 7	21.4	75	shoreline	0	+5
MIS5e	12.5	50	shoreline	0	+5
Sarabetsu Formation	70	625	lagoon & fluvial	0	-70
	150		embayment & lagoon	-15	-80
Yuchi Formation	150	900	shoreface	-15	-80
	230		outer shelf	-130	-80

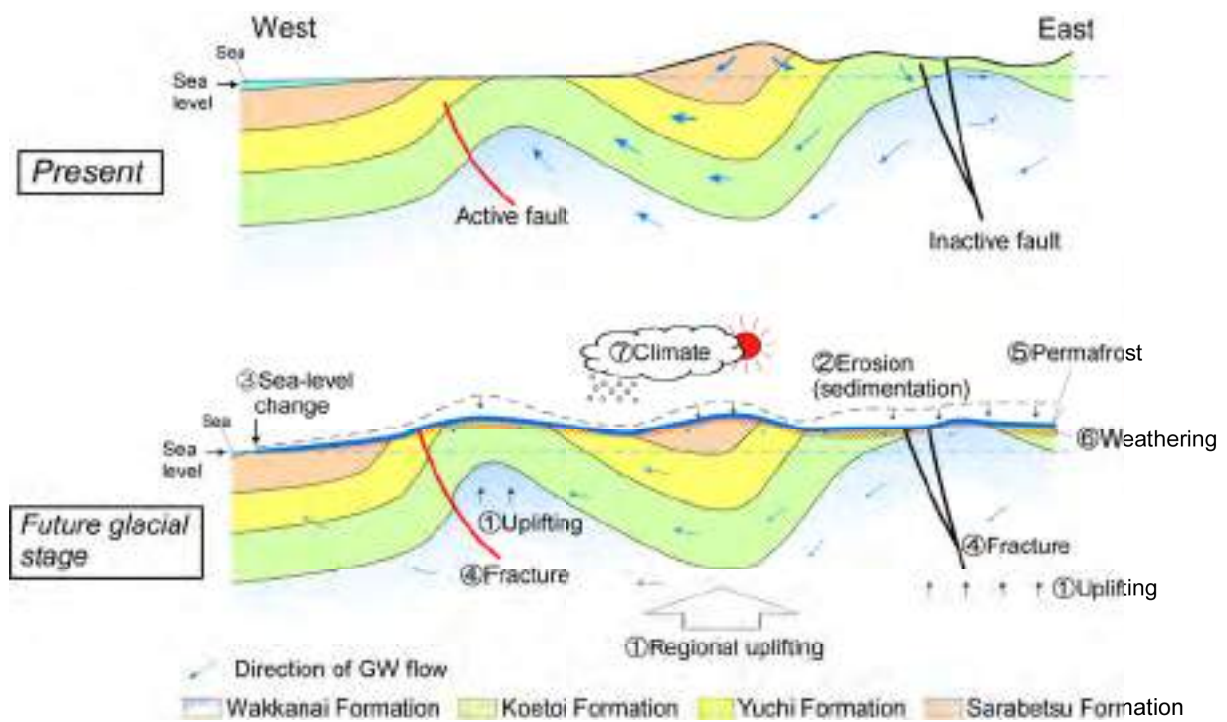


Fig. 4.5.4-4 Conceptual model for future geological evolution in the Horonobe area.

4.6 調査研究成果の統合化

地上からの地質環境の調査研究の成果の統合化としては、地層処分の観点から重要な地質環境の特性やプロセスの理解に向けた基本的な調査研究の進め方について検討し、それを「統合化データフロー」として提示した（4.6.1 参照）。さらに、把握した地質環境の特性やプロセスや地質環境情報などに基づき、地層処分システムの安全性に関する検討において重要と考えられる項目²⁴¹⁾として、「未擾乱の地層中での物質移動・遅延」と「地下施設建設に伴う地質環境の擾乱」を事例に解析・評価を試みた。前者については、「安全評価の高度化」（詳細は分冊「地層処分研究開発」参照）と連携して行った²⁴²⁾ことから、4.6.2 では、深地層の科学研究として行った作業の内容と物質移行解析結果のフィードバックについて述べる。一方、後者としては、4.6.3 において、地下施設の近傍あるいは周辺における地下水流動場の変化、地下水の水質変化、岩盤の力学特性の変化に関する予測結果について述べる。

4.6.1 統合化データフローの構築

地上からの地質環境の調査研究では、4.1～4.4 に述べたように、それぞれの調査研究分野において、幌延町全域を対象とした調査研究段階と研究所設置地区及びその周辺を対象とした調査研究の段階において、既存情報を用いた調査、空中・地表からの調査及びボーリング孔を用いた調査を行い、地質環境（地質構造、岩盤水理、地球化学、岩盤力学）モデルの構築を通じて、地層処分の観点から重要な地質環境の特性やプロセス（Fig. 2.2.1-1）について、その大部分を概略的に把握した。また、その過程において、特定の課題（地層処分の観点から重要な地質環境の特性やプロセス）に対して、多くの試行錯誤や失敗を伴いながら、調査を繰り返し行うことによって、調査の組合せ方やデータの解釈などに関する技術的知見を得てきた。

その経験を踏まえ、「調査」→「データの解釈」→「モデル化・解析」→「地層処分の観点から重要な地質環境の特性やプロセスの理解」を合理的に進めるための具体的な「道すじ」を示すことが必要であると考え、二つの調査研究段階における系統的なデータの流れを記述・整理した「統合化データフロー」²⁴³⁾を構築した（付録 6 参照）。なお、幌延町全域を対象とした調査研究段階については、既存情報を用いた調査が、研究所設置地区の選定を目的として重点的に実施されたことから、空中・地表からの調査研究及びボーリング孔を用いた調査研究とは独立して統合化データフローを作成している。この構築にあたっては、地上からのサイト特性調査で実際にフローが適用されたヴェーレンバルクプロジェクト²⁴⁴⁾の事例や、結晶質岩を対象として、地上からの調査研究を進めている超深地層研究所計画の事例^{245), 246)}などを参考にした。一方、ここで示した統合化データフローは、地質環境条件そのものが大きく変化することは想定していない。地質環境条件の将来変化が、地層処分にとって重要な地質環境の特性やプロセスに与える影響を調査・解析・評価するためのデータフローについては、4.5 において述べたとおりである。

この統合化データフローは、安全評価及び地下施設の設計・施工の観点から重要な地質環境の特性やプロセスに対して、既存情報を利用した調査、空中及び地表からの調査、ボーリング孔を利用した調査のそれぞれの段階において、実施する個別の調査の種類とその組み合わせ、取得するデータの種類の種類、データの解釈及び異なる分野で得られた情報の統合など、実際の作業の流れに沿った基本的な調査研究の進め方を示したものである。その最大の特長は、「地上からの調査研究における知識と経験に基づいて構築された体系的な枠組み」である。調査研究の進展に伴って蓄積された技術的知見を踏まえて統合化データフローの妥当性を評価し、さらにその最適化並びに詳細化を段階的に図ることにより、地層処分の観点から重要な地質環境の特性やプロセスを段階的に理解するための調査研究における合理的な調査・評価技術が整備されることとなる。

4.6.2 未擾乱の地層中における物質移行・遅延の評価

(1) 検討の進め方と内容

地上からの地質環境の調査研究で取得した地質環境情報を用いて、幌延地域の地下深部における物質の移行・遅延の評価するにあたり、「安全評価手法の高度化」（分冊「地層処分研究開発」を参照）との連携を図りつつ、一連の作業の枠組みについて検討し、概略の作業フローを構築した（Fig. 4.6.2-1）。この作業は、「地質環境の調査・評価から物質移行解析に至る方法論の事例的に整備すること」と「その過程の試行錯誤から得られるノウハウや知見を整理すること」を目的に、構築した作業フローに沿って進めた。この中で、地質環境調査・評価を実施する側が主体的に行う作業は、地質環境特性の調査から地下水流動解析までであり、これは 4.6.1 に示した統合化データフローに基づいて行った。また、物質移行の解析を行う側と協働で、物質移行解析パラメータの設定に関する検討を行うとともに、地質環境調査へのフィードバックを念頭に置いて、物質移行解析の結果の評価を行った。なお、この作業で用いた地質環境情報は、2005 年 3 月までに取得されたものであり、4.1～4.3 に示した内容とは必ずしも整合していない場合がある。

(2) 地質環境情報の整理

物質移行解析では、地下水流動に影響を与えるような大規模な地質構造（例えば、大曲断層）が地層処分システムやバリアの性能へ与える影響を把握するとともに、人工バリアとその周辺岩盤のバリア性能についても評価することを念頭に置いていることを踏まえ、地下施設及び研究所設置地区を包含する広域の地質環境情報について整理した。なお、この内容は、統合化データフローの調査から解釈／データセットまでに該当するものである。

(a) 地質・地質構造

研究所設置地区を縦断する大曲断層については、既往の調査で明らかになった地表での分布に加え、地表での地表からの調査によって把握された地層中の比抵抗と間隙水中の塩化物イオン濃度の関係から、比抵抗断面で認められる高比抵抗ゾーンは淡水系地下水が地下深部まで浸透している領域であると考えられたため、その高比抵抗ゾーンの分布から大曲断層の三次元分布を推定した（Fig. 4.1.3-8）。しかしながら、大曲断層に関する詳細な地質学的性状や透水性などに関する情報は得られていない。地質構造データセットとしては、地形、層序・岩相分布、断層や割れ目分布、岩石の密度や間隙率などに関する情報を集約した。

(b) 岩盤の水理特性

岩盤の透水性については、ボーリング孔における透水試験と岩芯を用いた室内透水試験により、稚内層中の割れ目帯の透水係数が、周囲の健全岩部と比較して 1～4 オーダー以上高いことを確認した。また、水理試験区間を割れ目帯の有無で区分した時の稚内層の透水係数の深度分布⁶⁶⁾（Fig. 4.6.2-2）から、割れ目帯を含む区間での透水係数のばらつきや深度依存性が、稚内層全体の水理特性に大きな影響を及ぼしていることが分かる。一方、声間層中にも割れ目帯は存在するが、割れ目帯の有無による透水係数の有意な差は認められない。これは声間層中の割れ目が稚内層中の割れ目に比べて閉鎖していることや、軟質な岩相であるために割れ目の発達度が低いことが原因として考えられる。水理特性データセットとしては、河川流量や地下水位などの表層水理データ、透水係数、水頭などに関する情報を集約した。

(c) 地下水の地球化学特性

地下水の水質分布については、深層ボーリング調査において採取した地下水の水質分析結果（Fig. 4.3.3-2）から、浅部には溶存成分濃度が低い地下水（Na-HCO₃型）が、一方、深部には溶存成分濃度が高い地下水（Na-Cl 型）が分布していることが確認できた。また、地球統計学的手法を用いて、塩化物イオン濃度の分布を推定した結果（Fig. 4.6.2-3）、研究所設置地区の東部

において、降水が比較的深部まで浸透している傾向が認められた。地球化学データセットとしては、岩石の化学組成、鉱物組成、地下水の水質などに関する情報を集約した。

(3) 地下水流動経路に関する検討

前述の地質環境情報（データセット）とその解釈を踏まえ、地質構造モデル⁹²⁾（Fig. 4.6.2-4）を構築した。このモデルでは、割れ目帯の分布やその透水性に関する調査や検討が十分でないことから、割れ目帯の分布を決定論的に取り込んではいないが、大曲断層の分布については、その三次元分布の推定結果に基づき 2 本に分岐する構造とした。さらに、この地質構造モデルに基づき、水理特性に関する解釈などを踏まえて、水理地質構造の概念モデル（Fig. 4.6.2-5）を構築し、地下水流動解析を実施した⁶⁶⁾。

解析領域は、幌延町全域を包含する天塩川流域の東端の天塩山地から西端の沿岸域までの約 30km 四方の領域とした。対象とした水理地質区分は、増幌層より下位、増幌層、稚内層、声問層、勇知層、更別層、表層、大曲断層とした。地下水流動解析は、実測値の持つ不確実性及び取得されていない地層の透水係数及び上部境界条件を考慮して、各層の透水係数や上部境界条件を変えた合計 18 ケース（Case 001～018：Table 4.6.2-1）を実施した。設定した解析ケースの根拠を Table 4.6.2-2 に示す。なお、Case 001 を基本ケースとした。基本ケースは、ボーリング孔を利用した調査結果などを踏まえ以下の考え方で条件を設定している。

- ・ 大曲断層の透水係数については、HDB-4 孔で得られた大曲断層のダメージゾーンの透水係数を利用する。
- ・ 勇知層の透水係数については、深度依存性を考慮した場合の近似線との偏差が、考慮しないものに対して小さく、信頼性が高いため、深度依存性を考慮する。
- ・ 声問層の透水係数についても、深度依存性を考慮した場合の近似線との偏差が、考慮しないものに対して小さいが、その差は大きくないことに加えて、勇知層に比べて有意な深度依存性が認められないことから、対数平均を用いる。
- ・ 稚内層の透水係数については、健岩部と割れ目帯を分けずに、全体としての透水性を与え、深度依存性を考慮する。
- ・ 上部境界条件は、降雨強度を与えて地下水位が地表面と一致した場合に、水位固定とする浸出面境界とする。
- ・ 下部境界条件は標高・5000m で不透水境界とし、側方境界は、海側では表面部を水位固定、それ以外の部分を不透水とし、海以外ではそのほとんどが尾根や谷部に沿って設定していることから不透水境界とする。

Case 006～014 は、勇知層、声問層、稚内層の透水係数に対して、実測値を基準に、想定し得る範囲で透水係数を変化させたケース、Case 002～005 及び 015～017 は、実測値のない層の透水係数などに着目した感度解析ケースである。また、Case 018 は、地下深部に異常高圧の存在を仮定した試行ケースである。

解析の結果、水理試験時に測定した水圧及び長期モニタリングによる水圧の実測値との比較結果から、全 18 ケースのうち Case 003 が最も良く実測の水圧分布を表すことが分かった。また、解析結果を地表からの調査段階において得られた涵養量⁷²⁾と比較し、実測値と比較的整合した結果を得た。以上の結果に基づき、移行開始点を 3 本の立坑の中心の標高・390m（深度約 450m）として、物質移行解析に反映するための流線を求めた（Fig. 4.6.2-6）。なお、この内容は、統合化データフローの概念化／モデル化／シミュレーションに該当するものである。

(4) 物質移行解析に用いる地質環境情報の整備

前述の地質環境情報や地下水流動経路に関する検討の結果などを踏まえ、対象とする稚内層及び声間層における物質移行の場を記述するために直接利用する地質環境情報の項目を以下のように整理した。

- ・ 水理地質構造・水理特性に関する情報（水理特性データセット及び水理地質構造モデルより設定）：水理地質構造モデルの概念、水理地質構造区分、間隙率、透水係数
- ・ 移行経路に関する情報（地下水流動解析（流線解析）の結果より設定）：移行時間、移行距離、移行経路
- ・ 地下水組成に関する情報（地球化学特性データセット及び地球化学モデルより設定）
- ・ 鉱物組成に関する情報（地質構造データセットより設定）
- ・ 岩石の物性に関する情報（地質構造データセットより設定）：間隙率、密度

(5) 物質移行解析に用いるパラメータ設定

地層中における物質移行のモデル化は、第 2 次取りまとめで設定した基本シナリオ¹⁰⁰⁾を対象に検討し、区間流跡線ごとの物質移行について、一次元多孔質媒体モデルを適用して表現することとした（Fig. 4.6.2-7）。この物質移行モデルに基づいて、物質移行解析を行うために必要な 9 パラメータのうち、地層中における物質移行の場を記述するためのパラメータの設定として、以下の三つについて検討を行った。

- ・ 移行経路沿いの実流速
- ・ 移行経路沿いの移行距離
- ・ 地層の間隙率、真密度、乾燥密度

移行経路沿いの実流速については、地下水流動解析から得られた流線に沿ったダルシー流速を水理学的有効間隙率で除すことで求めた。また、ダルシー流速と移行距離については、前述の 18 ケースの地下水流動解析の結果（Fig. 4.6.2-8）を用いた。移行経路に関する情報の不均質性を直接取り込む方法で物質移行解析を行う場合は、Case 003、010、013、014 における区間流跡線ごとのダルシー流速と移行距離の情報を用い、一方、移行経路情報の不均質性を統計処理などにより簡略化し取り込む方法で物質移行解析を行う場合は、最も良く実測の水圧分布を表す Case 003 に基づきダルシー流速と移行距離を設定した。その不確実性の幅については、ほかの地下水流動解析ケースの結果のばらつきなどを参考に設定した。

水理学的有効間隙率の設定については、原位置トレーサー試験などによる実測例がないため、ボーリング孔での物理検層結果を重視することとし、岩芯を用いて取得した実測値を参考とした。ボーリング孔内における音波、中性子、密度、自然ガンマ線、孔径などの物理検層結果を総合的に解釈するために、複合岩相解析を実施し、稚内層と声間層の代表的な間隙率を求めた⁸²⁾（Fig. 4.6.2-9）。また、不確実性の幅は、透水性割れ目の開口幅を既存の透水量係数と開口幅との関係から推定して求めた間隙率を参考に、1/10 を設定した。また、この代表値及び不確実性の幅を地層の間隙率としても用いた。さらに、地層の真密度については、HDB-6 孔から採取した岩芯を用いた実測値⁸²⁾を用い、この値と間隙率の設定値を用いて乾燥密度を設定した。なお、これらの間隙率や密度に関する設定値は、地層の拡散係数の設定にも用いた。

一方、地下水の組成については、物質移行解析に用いる直接的なパラメータではないが、拡散

係数、分配係数及び溶解度に関するパラメータの設定において重要な入力情報である。しかしながら、物質移行解析に用いる地質環境情報から得られる情報のみでは、検討の対象とする深度 450m 付近での地下水組成に関する情報が不足した。このことから、地下施設に最も近い HDB-6 孔の地下水分析結果⁸²⁾を用い、地下水データに基づく深度依存性に関わる知見、地下水データの熱力学的解析結果、幌延地域の地層中に認められる鉱物に関する情報を総合的に考慮し、深度 450m 付近での地下水組成を推定した²⁴²⁾。

物質移行解析にあたっては、以上の地層中における物質移行の場を記述するためのパラメータのほかに、EDZ における通過流量、地層及び緩衝材の拡散係数及び分配係数、緩衝材中での溶解度を設定したが、これについては分冊「地層処分研究開発」で記述する。

(6) 物質移行解析の結果の評価と地質環境調査へのフィードバック

物質移行解析は、基本ケースに加え、ダルシー流速、移行経路、水理学的有効間隙率（間隙率）及び分配係数の不確実性を考慮した合計 5 ケースにおいて実施した（詳細は、分冊「地層処分研究開発」を参照）。その結果、それぞれのパラメータの感度が把握できたばかりでなく、パラメータやモデルの設定、あるいは解析における留意点やノウハウが整理された。

物質移行解析の結果について見ると、稚内層及び声間層ともに極めて高い遅延効果を示した。しかしながら、稚内層の透水係数分布から、稚内層中では割れ目帯が移行経路として機能している可能性が高いと考えられる。2005 年 3 月までの調査結果を踏まえた今回の検討においては、割れ目帯の特性に関する情報が整備できていないことなどから、多孔質媒体の概念を採用した。したがって、稚内層に分布する割れ目の特性を理解し、亀裂性媒体としてのモデル化の考え方を整備することに加え、同時期の構造運動を起源として発達したと考えられている声間層についても、分布している割れ目の特性を理解することが必要である。割れ目の移行経路としての関与が稚内層と声間層で異なる場合は、それを遅延効果の異なる領域が存在する場合のモデル化や解析の例とすることもでき、調査から物質移行解析にいたる一連の作業の枠組みや作業内容の選択肢を広げることができる。また、物質移行解析の結果に対する影響の大きかった水理学的有効間隙率（間隙率）については、その設定方法について十分な検討が必要である。

一方、作業フローに沿った一連の作業を通じて、地質構造モデルなどにおける場の記述や物性値の空間分布、あるいは専門家の判断などの考え方を明確にしておくことが、物質移行解析における不確実性の幅を低減させ、その結果の適切な評価のためには不可欠であるとの知見が得られた。また、既存情報あるいは地質環境調査で取得した情報を問わず、情報の品質を不確実性の幅として整理しておくことも必要である。今後も、「安全評価手法の高度化」との連携を図り、一連の作業の見直しや、新たな地質環境情報とモデルに基づく物質移行解析を引き続き実施していく。

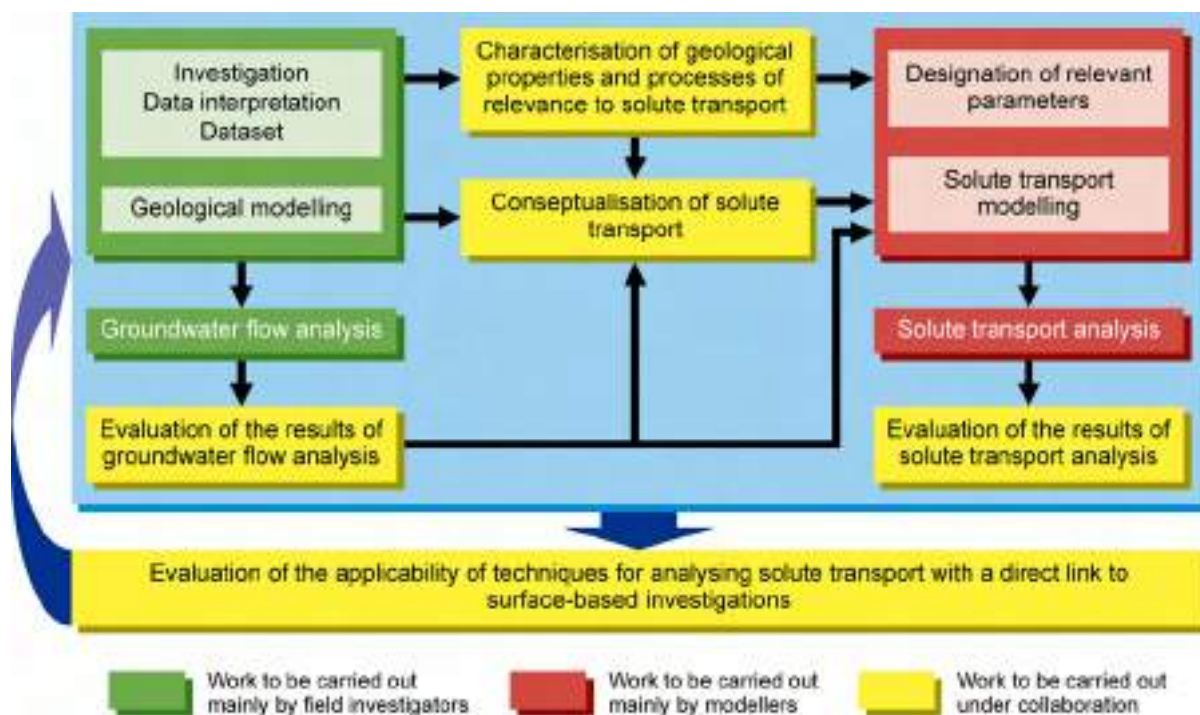


Fig. 4.6.2-1 Basic framework for evaluating solute transport with a direct link to the surface-based investigations

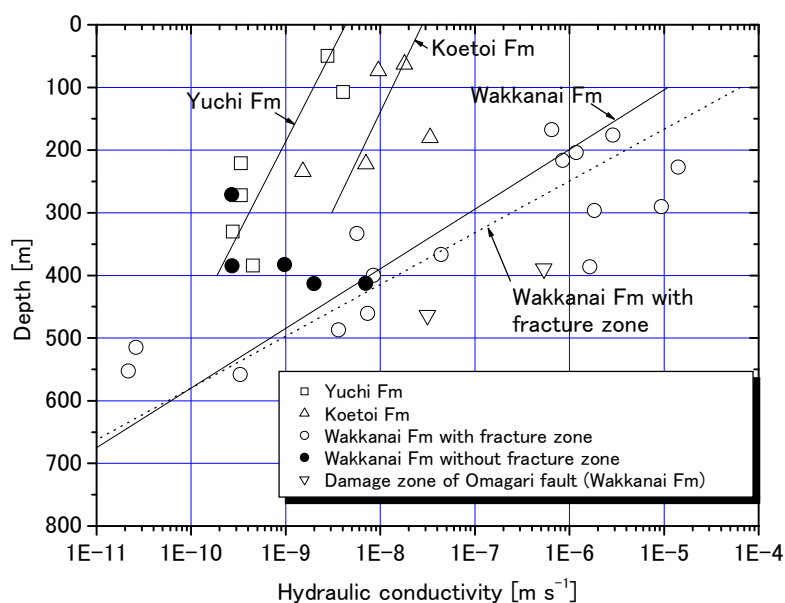


Fig. 4.6.2-2 Hydraulic conductivities of the Wakkanai and Koetoi Formations versus depth below ground surface

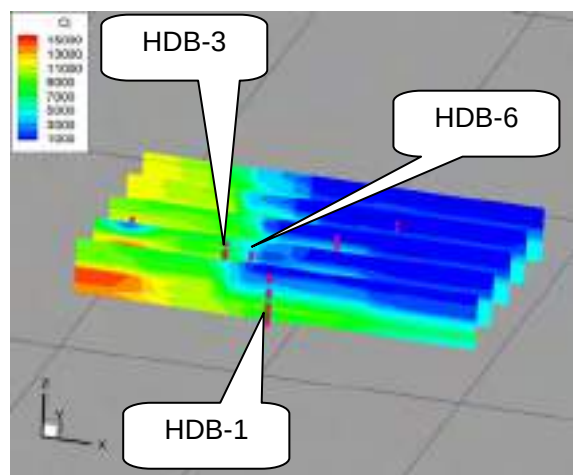


Fig. 4.6.2-3 Spatial distribution of chloride concentration in groundwaters around the URL site

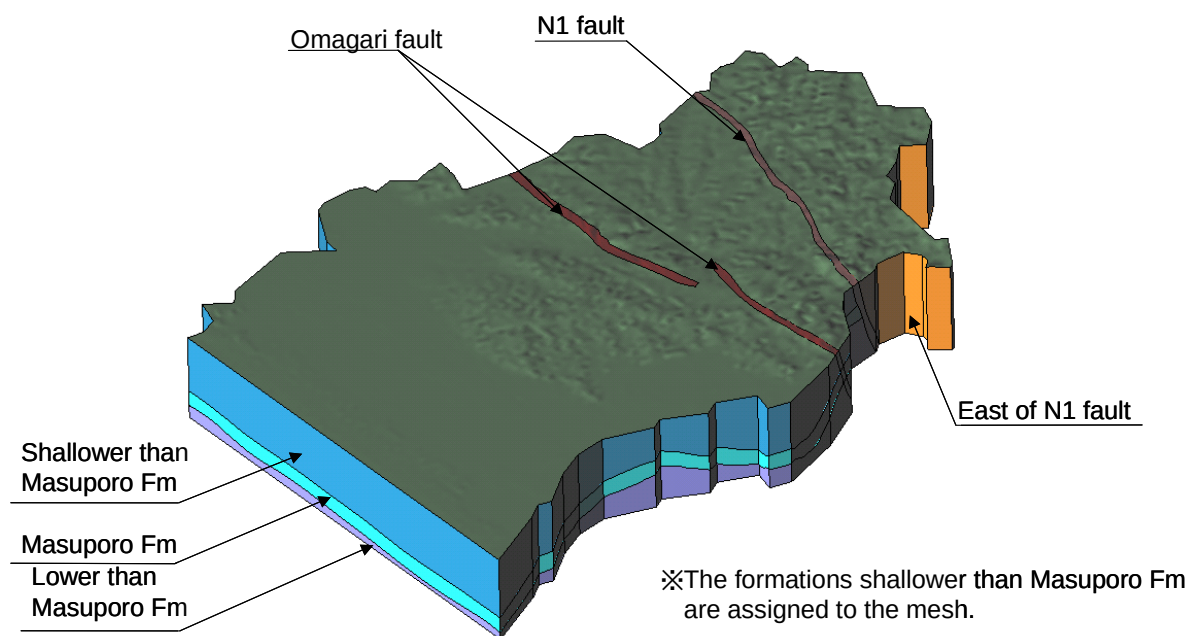


Fig. 4.6.2-4 Finite element mesh based on the geological model

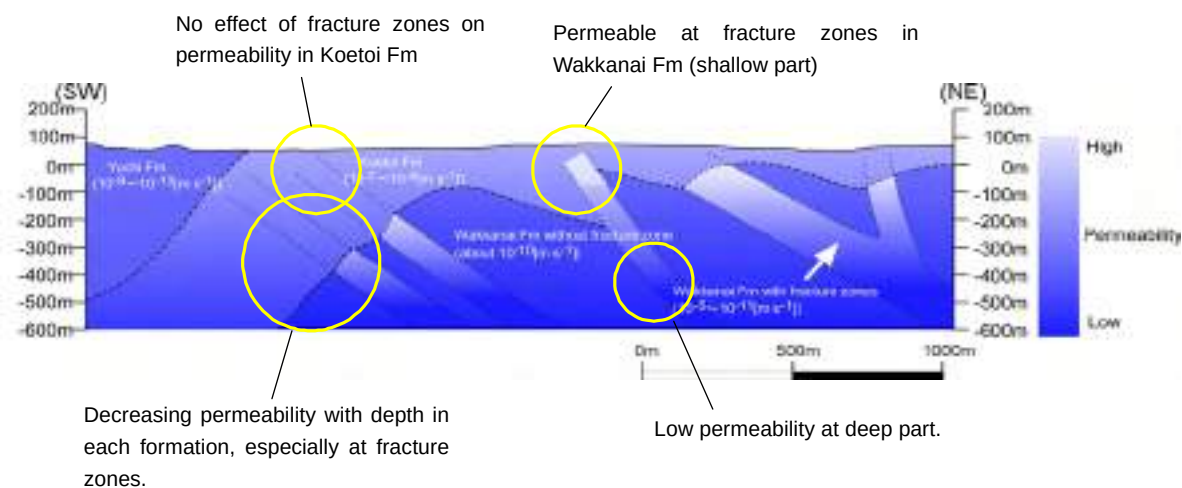


Fig. 4.6.2-5 Conceptual hydrogeological model

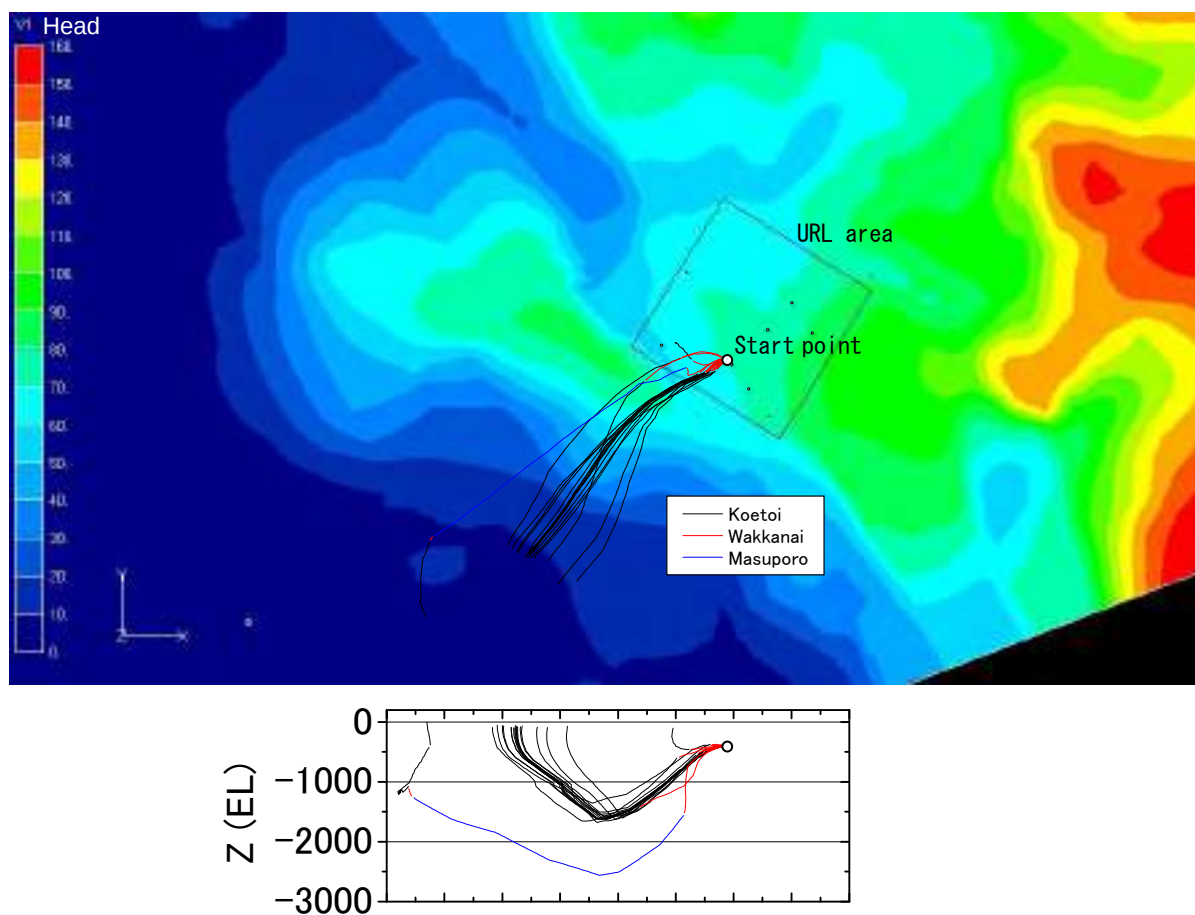


Fig. 4.6.2-6 Horizontal distribution of hydraulic head at EL-400m (case003) and groundwater flow paths from the start point

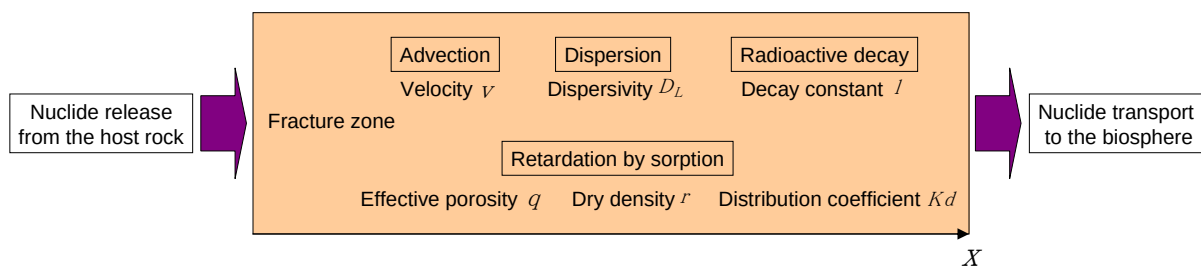


Fig. 4.6.2-7 Conceptual solute transport model for porous sedimentary rock

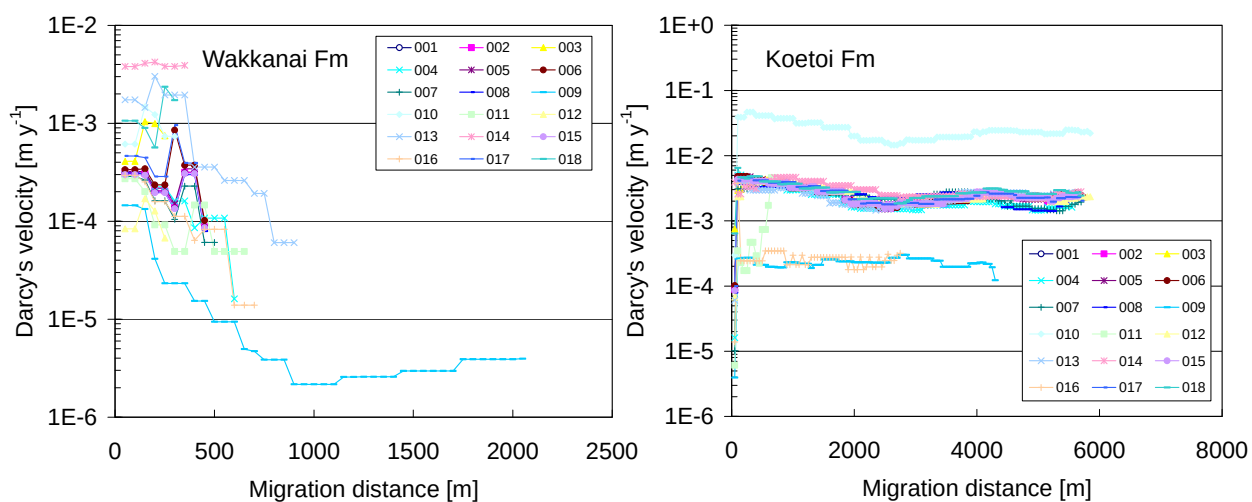


Fig. 4.6.2-8 Relationship between Darcy's velocity and migration distance for each analytical case

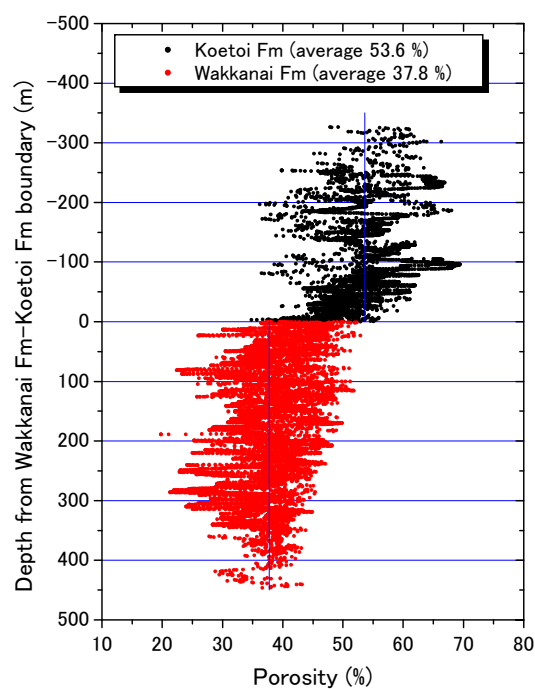


Fig. 4.6.2-9 Vertical distribution of porosity estimated by compound log analysis

Table 4.6.2-1 Analytical cases

	Surface	Sarabetsu Fm	Yuchi Fm	Koetoi Fm	Wakkanai Fm	Masuporo Fm	Omagari fault	Boundary condition
Case-001	Sur1	S1	Y1	K1	W1	M1	D1	B1
Case-002	Sur1	S1	Y1	K1	W1	M1	D1	B2
Case-003	Sur2	S1	Y1	K1	W1	M1	D1	B1
Case-004	Sur3	S1	Y1	K1	W1	M1	D1	B1
Case-005	Sur1	S2	Y1	K1	W1	M1	D1	B1
Case-006	Sur1	S1	Y2	K1	W1	M1	D1	B1
Case-007	Sur1	S1	Y3	K1	W1	M1	D1	B1
Case-008	Sur1	S1	Y4	K1	W1	M1	D1	B1
Case-009	Sur1	S1	Y1	K2	W1	M1	D1	B1
Case-010	Sur1	S1	Y1	K3	W1	M1	D1	B1
Case-011	Sur1	S1	Y1	K4	W1	M1	D1	B1
Case-012	Sur1	S1	Y1	K1	W2	M1	D1	B1
Case-013	Sur1	S1	Y1	K1	W3	M1	D1	B1
Case-014	Sur1	S1	Y1	K1	W4	M1	D1	B1
Case-015	Sur1	S1	Y1	K1	W1	M2	D1	B1
Case-016	Sur1	S1	Y1	K1	W1	M1	D2	B1
Case-017	Sur1	S1	Y1	K1	W1	M1	D3	B1
Case-018	Sur1	S1	Y1	K1	W1	M1	D1	B3

Table 4.6.2-2 Evidence of analysis case settings

	Parameter (hydraulic conductivity in m s^{-1})		Evidence
	ID	Value	
Omagari fault	D1	1.30×10^{-7}	Logarithmic average of hydraulic conductivities obtained in HDB-4
	D2	$\log_{10}(k) = -0.0121z - 2.9848$	Assuming the permeability of the fault is as same as that of fracture zones in Wakkanai Fm
	D3	$k_y = k_z = 1.30 \times 10^{-7}$ $k_x = 1.30 \times 10^{-9}$	Assuming heterogeneity of permeability
Yuchi Fm	Y1	$\log(k) = -0.0034z - 8.3665$	Considering the depth dependency of hydraulic conductivity
	Y2	$\log(k) = -0.0034z - 9.3665$	Assuming the hydraulic conductivity is lower by 1 order
	Y3	$\log(k) = -0.0034z - 7.3665$	Assuming the hydraulic conductivity is higher by 1 order
	Y4	7.31×10^{-10}	Logarithmic average
Koetoi Fm	K1	9.07×10^{-9}	Logarithmic average
	K2	9.07×10^{-10}	Assuming the hydraulic conductivity is lower by 1 order
	K3	9.07×10^{-8}	Assuming the hydraulic conductivity is higher by 1 order
	K4	$\log(k) = -0.0032z - 7.5549$	Considering the depth dependency of hydraulic conductivity
Wakkanai Fm	W1	$\log(k) = -0.0105z - 3.9118$	Considering the depth dependency of hydraulic conductivity
	W2	$\log(k) = -0.0105z - 4.9118$	Assuming the hydraulic conductivity is lower by 1 order
	W3	$\log(k) = -0.0105z - 2.9118$	Assuming the hydraulic conductivity is higher by 1 order
	W4	1.14×10^{-8}	Logarithmic average
Masuporo Fm	M1	5.00E-10	Assuming the hydraulic conductivity is relatively high because it includes gravel and sandstone
	M2	5.00E-08	Assuming the hydraulic conductivity is relatively high because it includes gravel and sandstone
Sarabetsu Fm	S1	1.00E-06	Based on reconsideration of hydraulic test in D-1
	S2	1.00E-05	Assuming the hydraulic conductivity is higher by 1 order
Surface	Sur1	1.00E-06	Assumed
	Sur2	1.00E-07	Assuming the hydraulic conductivity is lower by 1 order
	Sur3	1.00E-05	Assuming the hydraulic conductivity is higher by 1 order
Boundary condition	B1	Sides and bottom : no flow (shoreline : hydrostatic) Top : precipitation 1 mm day^{-1}	Assumed based on literature
	B2	Top : precipitation 3 mm day^{-1}	Case to examine the influence of precipitation
	B3	Bottom : fixed head which is higher than hydrostatic condition by 500m	Case to examine the influence of high pressure in depth

4.6.3 地下施設建設に伴う地質環境の擾乱の予測

(1) 地下施設近傍の地質・地質構造の推定

地下施設の建設によって生じると考えられる水理学的、地球化学的、力学的な擾乱を予測するにあたって、4.1.4 に示した地質・地質構造モデル (Fig. 4.1.4-2) に基づき、それらの擾乱が生じる場 (地下施設近傍の地質環境) の地質構造について、特に、層序・岩相分布と水みちとなる構造の分布に着目して推定した。

(a) 層序・岩相分布

地下施設近傍において遭遇する地層は、下位から、稚内層、声問層及び表層 (段丘堆積物) である。4.1～4.4 に示したように、稚内層と声問層とでは、鉱物・化学組成、岩盤の力学的特性及び地下水の流動場が異なると考えられるため、また、段丘堆積物の下部に存在する高透水性領域は地下浅部の地下水流動を規制していると考えられるため、それぞれの地層の三次元分布 (境界深度) を把握することが重要である。

稚内層及び声問層の分布については、露頭調査、反射法地震探査、高密度反射法地震探査、深層ボーリング調査 (岩芯記載や EMI 検層結果に基づく層理面の判読) で得られた情報に基づいて、その境界深度を推定した。一方、表層の厚さについては、地形調査 (段丘面判読)、反射法地震探査、高密度反射法地震探査、浅層ボーリング調査 (コアの岩相記載及び貫入試験) で得られた情報に基づいて推定した。その結果、東立坑及び換気立坑では、段丘堆積物が深度約 25m まで分布し、稚内層と声問層との境界深度は約 230m と推定される。一方、西立坑では、段丘堆積物が深度約 30m まで分布し、稚内層と声問層との境界深度は約 280m と推定される (Fig. 4.6.3-1)。

(b) 高透水性構造の分布

透水性の高い構造の規模と三次元分布を把握することは、地下施設近傍の地下水流動、特に、地下施設の建設に伴う湧水量を予測するうえで重要である。

地下施設の周辺では、稚内層中に、横ずれ優勢の傾向を示す層理面に高角な断層と縦ずれ優勢の傾向を示す層理面にほぼ平行な断層、並びに背斜軸部に節理が認められることなどが、地質学的調査研究により明らかになっている (4.1 参照)。これらの小断層は、地下施設でも遭遇と考えられるが、地下施設の周辺で掘削した HDB-3 及び 6 孔における割れ目調査や露頭調査などの結果からは、その分布を十分に推定できていない。

(2) 地下施設建設に伴う地下水流動場の変化

地下施設の建設によって生じると考えられる水理学的な擾乱として、前述の地質構造の推定結果を踏まえ、広域的な地下水流動場の変化と地下施設への湧水量についての予測を行った。前者については、地下施設の建設を考慮した地下水流動解析を実施した。一方、後者については、地下施設への湧水量は小断層帯の影響が大きいと想定し、4.2.4 に示したモデルのうち、等価不均質連続体モデルを中心に検討した⁵¹⁾。

(a) 解析条件

解析領域は、4.2.4 に示した解析領域内にさらに小さいスケールで設定したものであり、三本の立坑や水平坑道をモデル化している (Fig. 4.6.3-2)。側面境界条件としては、4.2.4 に示した解析から得られた全水頭分布を用いた。透水係数の設定は、4.2.4 に示した解析と同一とした。また、比貯留係数については、水理試験で得られた値のうち、透水係数が 10^{-7}m s^{-1} 以上の箇所では異常値となっていることから、岩盤の圧縮率と岩盤内の空隙を満たす水の圧縮率を考慮し、透水係数が 10^{-7}m s^{-1} 以上の箇所では透水係数と比貯留係数の比である水頭拡散率を固定することで比貯留係数を設定した。解析で仮定した掘削工程を Fig. 4.6.3-3 に示す。また、4.2.4 と同様に、10 リアライゼーションの解析を行った。

(b) 解析結果

地下施設への湧水量の予測解析結果の代表例として、リアライゼーション No.1 の結果を Fig. 4.6.3-4 示す。この結果から、総湧水量は、掘削開始後 600 日付近から急激に増加し（図中、①及び②）、140m 坑道を掘削完了した時点ではほぼ最大値に近い量に達する。また、各立坑及び水平坑道の内訳を見ると、換気立坑、280m 及び 400m 坑道の 3 地点における湧水量が多く、東立坑及び西立坑、他の水平坑道では、ほとんど湧水が認められない。これは、湧水量の多い 3 地点には、稚内層内において特に透水性の高い小断層帯が交差しているためである。また、例えば、図中に示す③の時間では、400m 坑道の湧水量の増加とともに、換気立坑及び 280m 坑道の湧水量が減少している。これは、先行する換気立坑及び 280m 坑道で交差した高透水性の小断層帯に、400m 坑道も遭遇したことによって生じるものと考えられる。

小断層帯発生時の乱数初期値を変えた 10 リアライゼーションについて、湧水量の平均値とばらつきの幅を Fig. 4.6.3-5 に示す。図中のプロットは 10 リアライゼーションの平均値、バーは最大値及び最小値を示す。この結果から、小断層帯分布の違いによるばらつきの幅は $2,000\text{m}^3\text{d}^{-1}$ 程度と非常に大きいことが分かる。また、地下施設への湧水量は、いずれも、先行して掘削する換気立坑が稚内層に到達する時間（掘削開始から 600 日程度）から増加し始め、換気立坑の掘削を完了する 1,250 日付近で、最終湧水量の 80% 近くの湧水が発生することが分かる。また、遅れて掘削する西立坑の掘削開始からの湧水量の増加は見られない。これは、先行して掘削する換気及び東立坑やその他の水平坑道への湧水により、周辺の水圧が低下する、いわゆる水抜き効果の影響によるものであると考えられる。

地下施設の建設後の東立坑及び西立坑を通る鉛直断面における全水頭分布を Fig. 4.6.3-6 に示す。この図には、10 リアライゼーションのうち、例として、リアライゼーション No.1 の結果を示した。また、地下施設建設による影響をわかりやすくするために、コンターは地下施設建設前の初期状態からの差分で示した。この結果から、地下施設建設により生じる全水頭低下の範囲は、周辺の小断層帯に区切られたような分布をしている。すなわち、全水頭低下領域は小断層帯に囲まれた領域内に形成され、その背面への影響は小さくなっており、小断層帯がいわゆるコンパートメントを形成していると考えられる。

(3) 地下施設の建設に伴う周辺の地下水水質の変化

地下施設の建設によって生じると考えられる水理学的な擾乱とともに、地下水の水質についてもその影響は避けられないものと考えられる。例えば、地下施設の建設によりその周辺の地下水の間隙水圧は低下し、地下施設へ向かう動水勾配が生じる。このことは、表層の地下水を引き込むような地下水流動場を生じさせ、降水や表層部の地下水と深部の地下水の混合による水質変化が生じると予想される。また、地下施設の掘削は、大気を供給する経路となり、立坑や研究坑道の坑壁から周辺岩盤への酸素の供給が生じる。一方、地下水中の溶存ガス（二酸化炭素(CO_2)、メタンガス(CH_4)など）は、立坑周辺での圧力低下に伴う脱ガス現象が生じると予想される。これらの現象は、立坑掘削に伴って生じる化学的擾乱であり、実際には、気相（酸素(O_2)、二酸化炭素(CO_2)、メタン(CH_4)など）、液相（地下水）及び固相（セメントライニング、岩盤など）の化学反応として解釈する必要がある。

地下施設の建設に伴って生じると考えられる、地下施設周辺の地下水の水質変化については、二つのスケールを考慮して実施した。地下水中の二酸化炭素の脱ガスに伴う水質並びに鉱物変化を対象とした立坑近傍での現象を考慮した予測解析は、二酸化炭素の脱ガスを考慮した気液二相流体（ CO_2 と水）と岩石－水反応のような化学反応の連成解析により、立坑近傍で生じる化学変化（pH、溶存イオン濃度、方解石の沈殿など）を検討した（Fig. 4.6.3-14）。また、水圧低下に伴

う脱ガスの影響や水質の変化を考慮した解析は、地下施設周辺の約 3km の領域を対象に実施した。

(a) 解析手法

本解析には、非等温・多成分・多相地下流体解析コード TOUGH2V2.0²⁴⁷⁾に、地球化学計算及び物質移行解析機能を付け加えた TOUGHREACT²⁴⁸⁾を適用した。本解析コードで扱うことが可能なプロセスは、多成分・多相流体及び熱の移動、移流・拡散による気相及び水相中の化学種の移行、水溶性錯体の形成、酸・塩基反応、酸化還元反応、ガスの溶解あるいは脱ガス、鉱物の溶解・生成、陽イオン交換反応、表面収着などである^{249),250)}。立坑周辺における地下水の水質の広域的な変化を予測するための解析メッシュは、地下施設の設置場所を中心とした約 4km×8km とし、地下水流動場や水質の変化が大きいと考えられる、地下施設近傍のメッシュを詳細にした (Fig. 4.6.3-9)。一方、坑道周辺における岩石-水- (気相) の反応を考慮した解析用のメッシュは、半径 3km、1 層 (厚さ 1m) の均質な一次元軸対称モデルとし、立坑の半径は 6.5m とした (Fig. 4.6.3-15)。

(b) 解析条件

解析条件の設定にあたっては、解析領域とその解析対象にあわせて、以下のように設定した。広域スケールを対象に行った解析では、地表面境界を降雨涵養条件とし、側面及び底面境界は不透水境界とした。地表面境界条件の降雨涵養量を設定するために、3mm y⁻¹ から 600mm y⁻¹ までの降雨涵養量についての地下水流動解析を実施し、実測値との比較を行いこれら 2 オーダー以上の降雨涵養量の変化に対し、地下水水頭がほとんど変化しない結果となったことから、研究所設置場の周辺の降雨涵養量の推定値 300mm y⁻¹ を設定した。立坑掘削後の立坑壁面には、大気圧条件を仮定し設定したが、実際には、立坑の存在するグリッドからの流量などを考慮し設定した²⁴⁷⁾。立坑の掘削長は、換気、東及び西立坑全てを 500m とし、掘削工程は考慮しないこととした。

次に、坑道周辺における岩石-水- (気相) 反応を考慮した解析では、二酸化炭素の分圧を気相全圧の 20%、温度は 25°C で固定、境界条件は外周部を圧力固定とした。初期の地下水の水質については、HDB-6 孔から採水した地下水を初期の水質とし、二酸化炭素の分圧を所定の値に増加させた際の水質を計算して設定した。また、脱ガスに伴って生成する二次鉱物は、二酸化炭素の分圧の影響を受け、短期的に鉱物の生成・溶解が生じやすい鉱物として方解石を対象とした。二酸化炭素分圧の設定にあたっては、pH、鉱物組成・沈殿に関して Geochemical workbench (GWB)を用いた地球化学計算を実施した。計算においては、HDB-1 から HDB-8 孔までのボーリング調査で取得された炭酸水素イオン濃度と pH から二酸化炭素分圧を計算した (Fig. 4.6.3-16)。その結果、二酸化炭素分圧は、大気中のそれよりも高く、試料採取深度が深くなるにともない最大 0.2bar まで上昇する傾向が認められた。一方、これらの採水は地上部において行っているため、実際の深度ではさらに高い二酸化炭素分圧を示すものと考えられる。したがって解析においては、実際の場と比較すると高い設定になるが、深度 250m と 500m 相当における気相モル比を 20% と設定し、二酸化炭素分圧を 5bar と 10bar とした。

(c) 解析結果

広域スケールを対象に行った解析結果の例として、塩化物イオン濃度 (Cl⁻) の経時変化を Fig. 4.6.3-13 に示す。本解析ケースは、岩盤が亀裂を有する場合、実際の地下水は亀裂の空隙部を卓越して流れることが考えられ、物質移行に支配的な空隙率は非常に小さいと仮定し、亀裂の空隙率を 1%とした結果である。その結果、立坑へ向かう地下水流動が生じ、地表からの淡水系の地下水の引き込みによる塩水系地下水の希釈と、深部から立坑へ向かう地下水流動場が形成されていることがわかる。このような解析から、水質変化は、水理地質構造モデルの精度以外に、岩盤の空隙率の設定に大きく依存していることが分かった。一方で、空隙率を 1%まで小さくしたと

しても、地下水の水質変化はほとんど生じないことも示された。

坑道周辺における岩石-水（気相）反応を考慮した解析結果の例として、Table 4.6.3-5 に示した解析ケースからケース 5 の結果を Fig. 4.6.3-19 に示す。この結果では、地下水中の二酸化炭素分圧（=10bar）よりも、立坑の近傍における地下水の水圧が低下すると、脱ガスが生じ、二酸化炭素分圧が低下することがわかる。水圧の低下は、5 年程度で定常に達している。また、脱ガスが生じる範囲では pH の低下が生じ、pH が 5.7 程度以下になると方解石が沈殿する結果となった。

以上の結果から本解析に適用した解析コード TOUGHREACT は、化学変化（二酸化炭素分圧の低下や化学組成の変化）、鉱物変化（方解石などの鉱物の生成・溶解）、透水性の変化（二次的鉱物の生成・溶解に伴う透水性の変化）に適用できることが示された。今後は、本解析手法をより高度化するとともに、地下施設の建設に伴って生じる周辺の水質変化を観測し、解析手法の精度を向上する予定である。

(4) 地下施設建設に伴う岩盤の力学的特性の変化

地下施設の建設によって生じると考えられる力学的な擾乱として、前述の地質構造の推定結果を踏まえつつ、4.4 に述べた調査研究で得られた知見に基づき、地下施設建設に伴う坑道周辺岩盤の EDZ の範囲や物性に関する予測解析を実施した。

(a) 解析手法

予測解析の考え方を Fig. 4.6.3-20 及び 4.6.3-21 に示す。岩盤のモデル化にあたっては、4.4 で示した知見及び構築した概念モデルに基づき、声間層・稚内層ともひずみ軟化挙動を表現できる構成則を適用することとし、地下施設の建設地点の岩盤を鉛直方向に三つの物性ゾーンに区分したうえで、構成則に必要な解析用物性値をゾーンごとに設定した。物性値設定は、原位置岩盤の応力状態を考慮するため、三軸圧縮試験時の応力-ひずみ曲線のフィッティングを試行錯誤的に実施し、所要のパラメータを決定した。ただし、ゾーン 2 は、ゾーン内の物性変化が著しいため、EDZ が大きくなるようにゾーン 2 の中央地点と上端境界部（声間層）の物性値をそれぞれ設定し解析を実施した。破壊基準は、モールクーロン型の破壊基準を適用した。解析コードは、有限差分法解析コードである FLAC を適用した。

解析モデルは、立坑・水平坑道と直交する二次元モデルを基本とした。解析対象断面は、第 2 段階以降の調査研究が集中して実施され、予測解析の検証データが取得可能な水平坑道の掘削深度（140, 280, 400, 500m）とした。また、切羽進行に伴い生じるひずみ軟化挙動が二次元断面内の塑性領域の発達に与える影響が不明確であったため、その検討を行うための三次元解析も同時に実施した。なお、三次元解析は、地下施設実施設計における最終的な支保工の仕様及び施工工程を Fig. 4.6.3-22 に示す形でモデル化し、可能な限り忠実に再現することとした。

(b) 解析結果

三次元解析で得られた立坑周辺岩盤中の塑性領域の発達状況を Fig. 4.6.3-23 に示す。この結果から、ゾーン 2 の中で上端境界部の物性値、すなわち声間層と同じ物性値を用いた場合、坑道壁面から数 m といった広い範囲で塑性領域が広がる可能性が示された。これは、地下施設設計で実施した二次元弾塑性解析結果と異なるが、本断面における境界条件で用いた初期応力がゾーン 2 の中心深度での値であり、過大設定になっていることが要因である。なお、地下施設実施設計で設定された支保工に作用する応力分布は、設計で実施した二次元弾塑性解析と異なるものの、Fig. 4.6.3-24 に示すように、三次元解析においてもその安定性は損なわれない結果を得た。

三次元解析と二次元解析で得られた同一解析対象断面での塑性領域の幅の比較を Fig. 4.6.3-25 に示す。この結果から、わずかに差はあるものの、二次元解析と三次元解析で得られる塑性領域

幅はほぼ一致すると言える。一方、変位は、三次元解析においてひずみ軟化挙動が生じるケースで二次元解析よりも大きな変位が生じている。これらの結果を考慮し、EDZ の範囲の予測は、応力的な評価で得られる塑性領域に加え、室内試験結果から評価した限界せん断ひずみ量（声問層：0.5%、稚内層：1.0%）を超える領域の大きさも評価し、両者を比較して広い方を予測値とした。

調査試験結果から推定される EDZ の概念モデルと、解析的に予測した塑性領域の大きさや塑性領域内の力学的・水理学的物性を整理した結果を Fig. 4.6.3-26 に示す。EDZ 内の力学物性は、モデル化した応力-ひずみ曲線に依存しており、EDZ 内は残留強度状態の力学物性値を、EDZ 外は弾性状態での力学物性値となる。一方、水理学的物性は、ひずみ軟化による局所的なせん断破壊によって大きく変わるため、それを考慮した形で整理した。具体的には、透水係数の深度依存性と、4.4 で述べた割れ目透水性の垂直応力依存性を考慮し、解析的に得られた応力状態とこれらを比較することで、透水係数の変化幅を評価した。その結果、EDZ の範囲内で、1 オーダー程度の透水性の変化が生じる可能性があるという結果が得られた。

これらの予測結果は、第 2 段階における調査研究で検証していく予定であるが、本解析においてゾーン 1 及び 2 の境界部付近では大きな塑性領域が発生する可能性が生じたため、今後ゾーン 1～3 が連続して存在する三次元モデルを作成し、それに基づく解析・評価を行う予定である。また、Fig. 4.6.3-27 に示すように HDB-11 孔の深度 800m 以深で実施した BHTV 検層結果より復元した水平断面内の孔壁形状から、ボアホールブレイクアウト現象によって顕著な破壊が生じる領域は、掘削径の半分から掘削径程度であることが明らかになった。ボーリング孔と同一形状となる立坑では、坑道内が大気圧環境になることと岩盤物性のスケール効果なども考慮すると、ボーリング孔におけるボアホールブレイクアウトの発生深度より浅い所からも坑道壁面近傍において顕著な破壊領域が生じる可能性がある。これは、第 2 段階以降実施する掘削影響評価や人工バリア関連の原位置試験計画の検討において重要であるため、構築したモデル化手法などを適用し現象を再現する解析を行うとともに、坑道規模での破壊現象についても検討していく予定である。

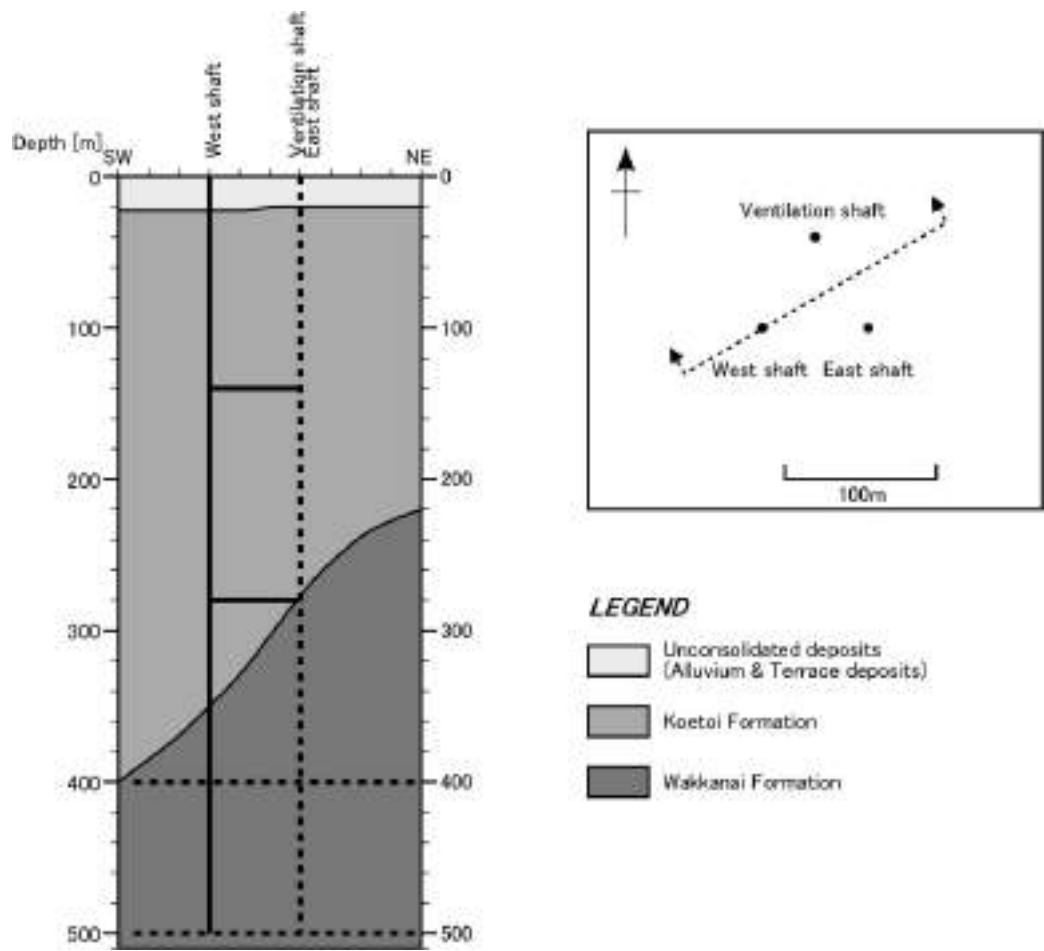


Fig. 4.6.3-1 Geological model

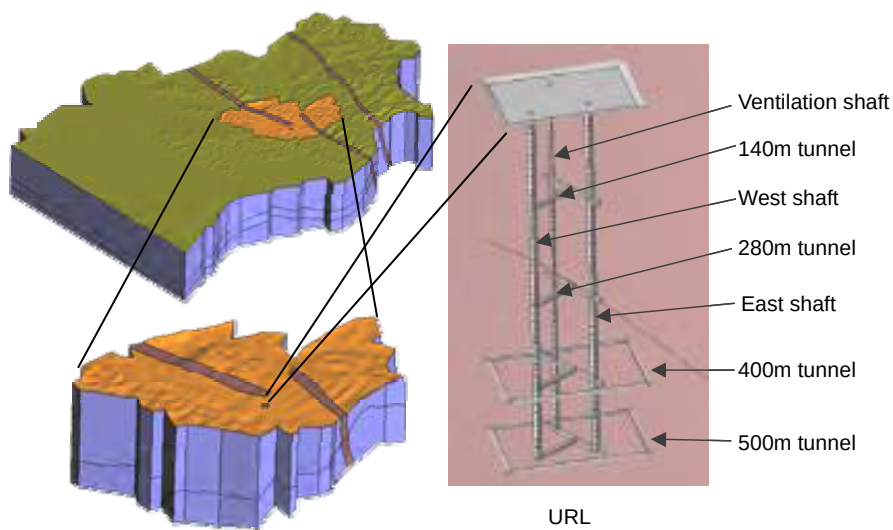


Fig. 4.6.3-2 Nested model

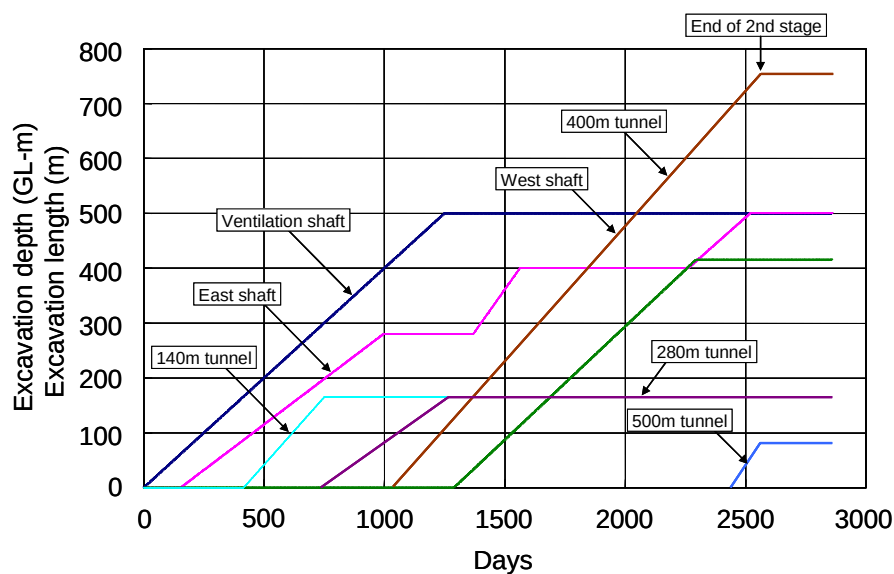


Fig. 4.6.3-3 Excavation schedule assumed in the simulation

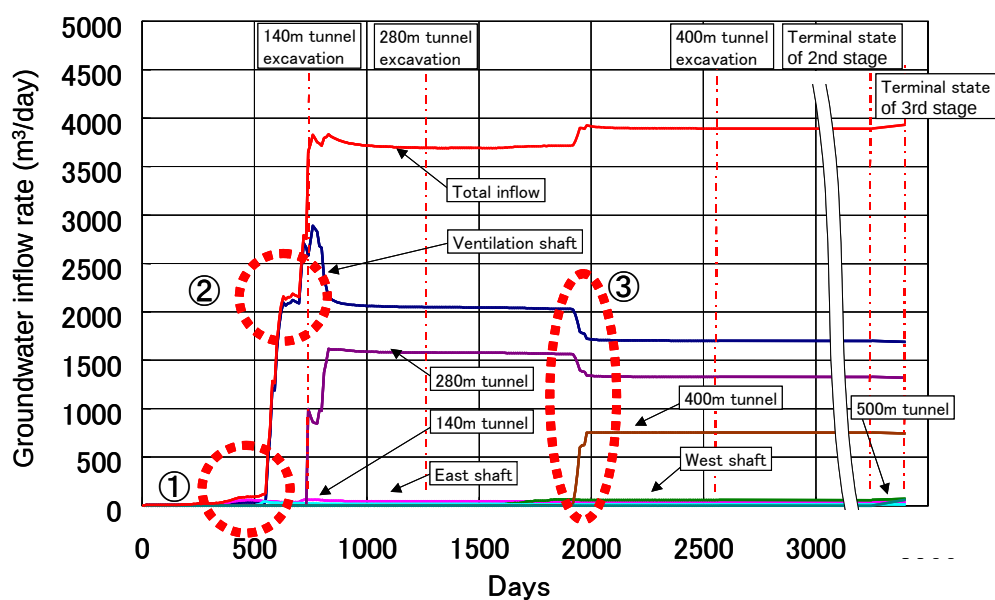


Fig. 4.6.3-4 Groundwater flow flux into the URL (realization #1)

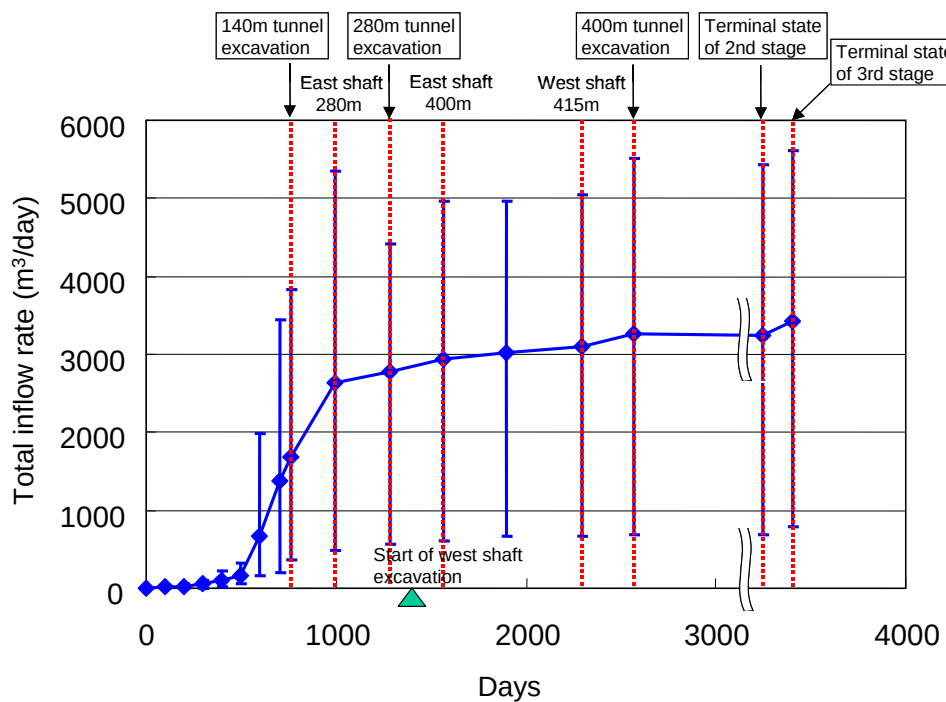


Fig. 4.6.3-5 Groundwater flow flux into the URL (all realizations)

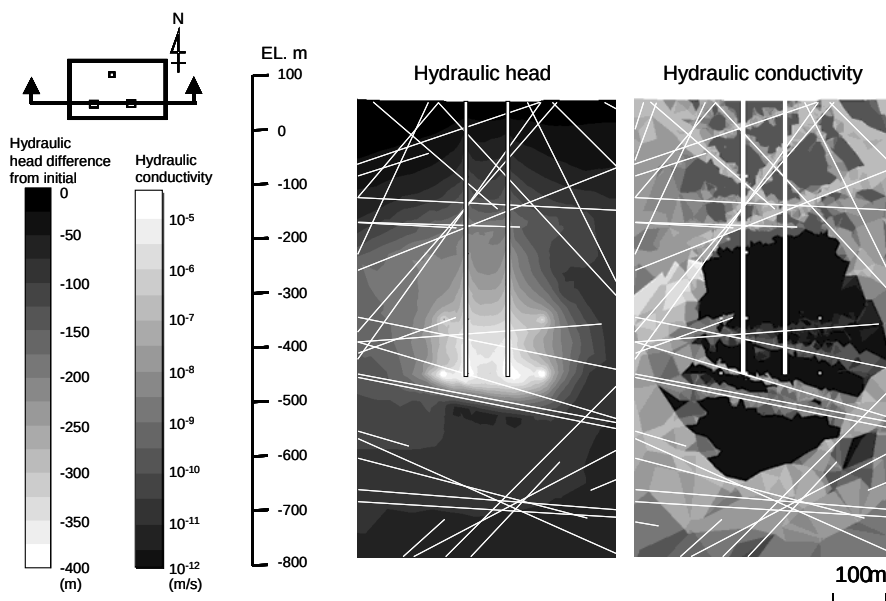


Fig. 4.6.3-6 Pressure decrease around the URL

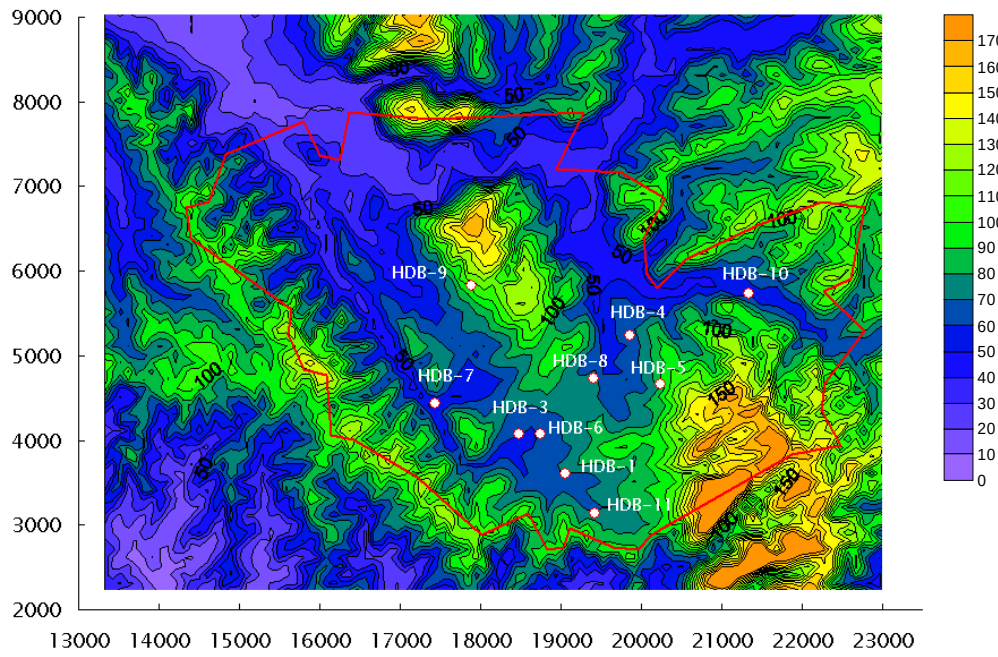


Fig. 4.6.3-7 Domain for analysis

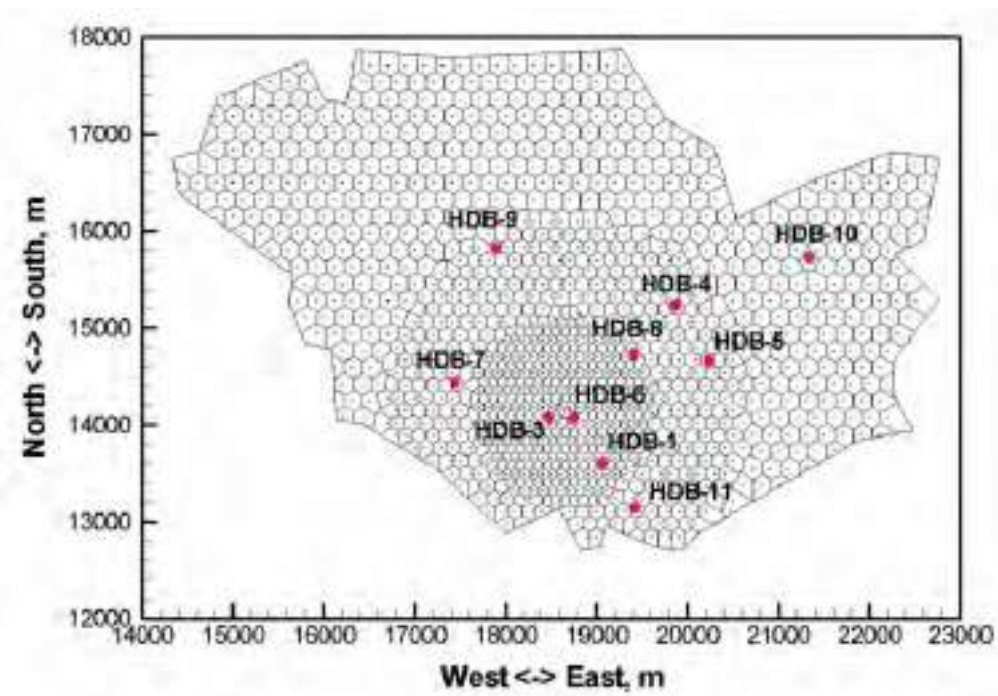


Fig. 4.6.3-8 Voronoi filtered grid

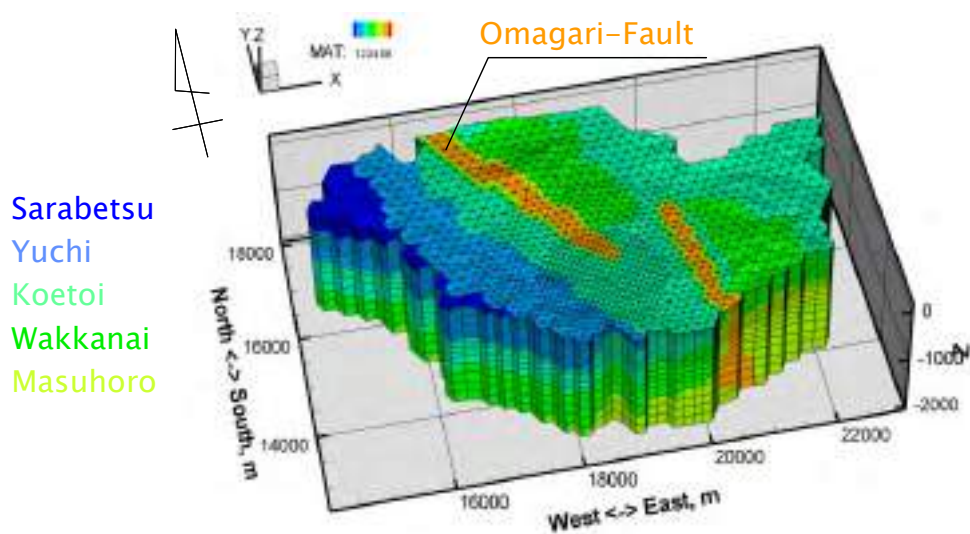


Fig. 4.6.3-9 Hydrogeological mode

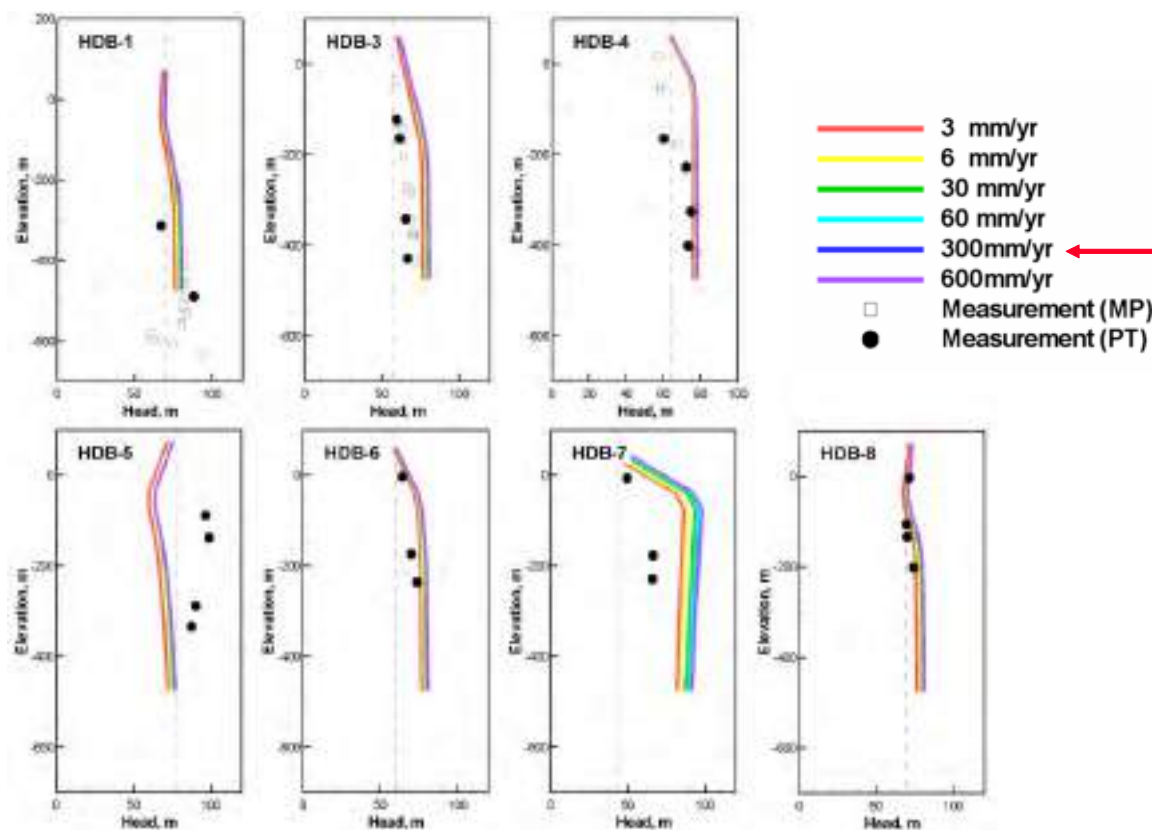
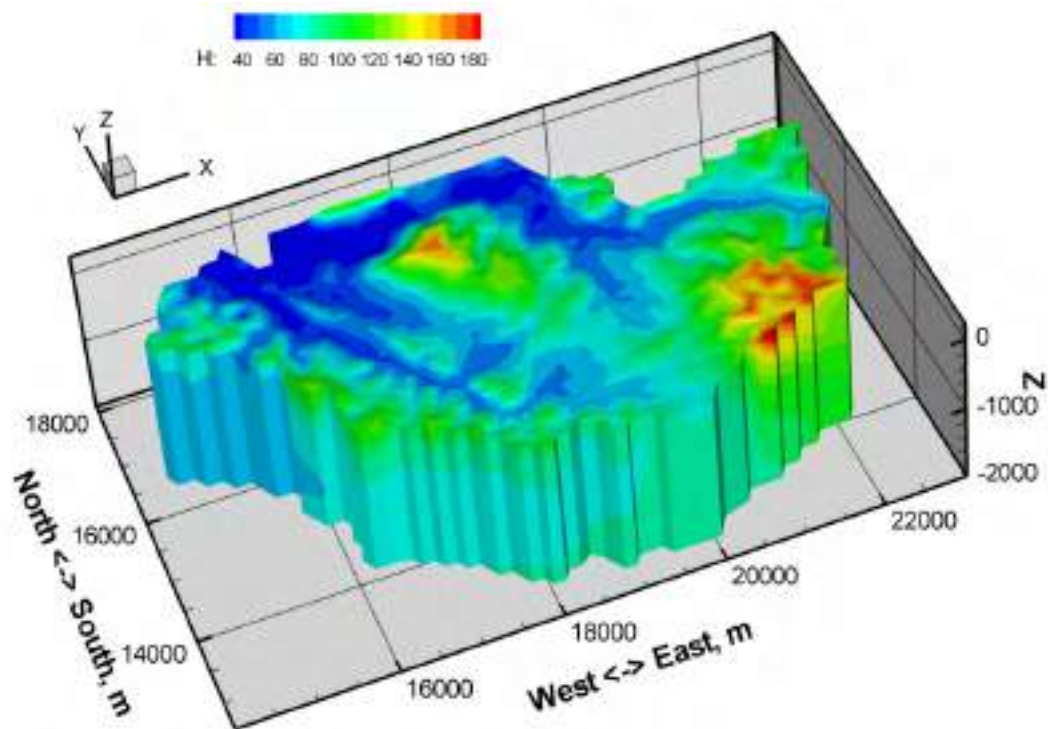
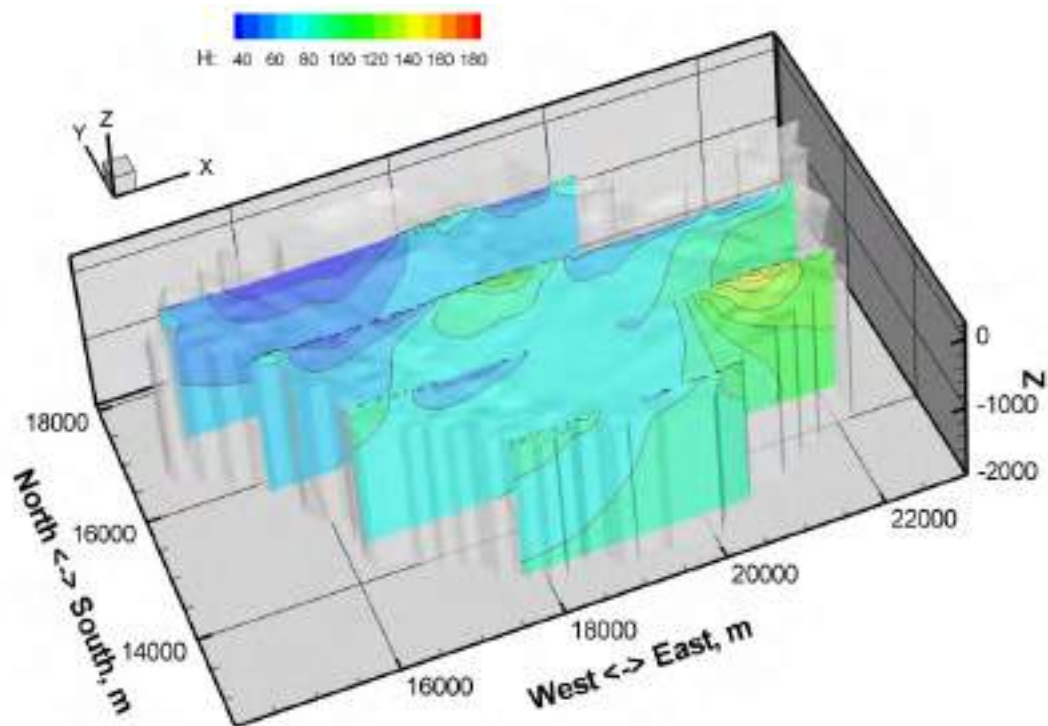


Fig. 4.6.3-10 Estimated water head distribution in borehole



(a) Bird's eye view



(b) Cross section

Fig. 4.6.3-11 Result of groundwater flow analysis (Head distribution)

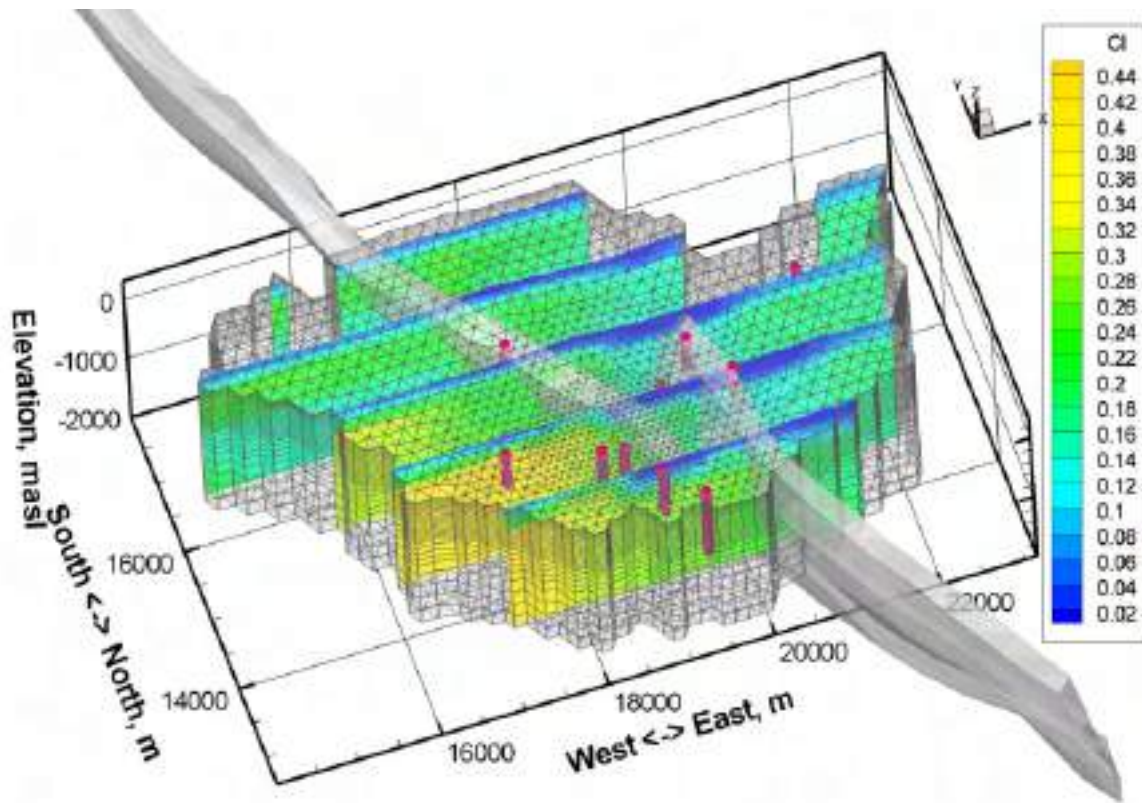


Fig. 4.6.3-12 Estimated chloride content in groundwater

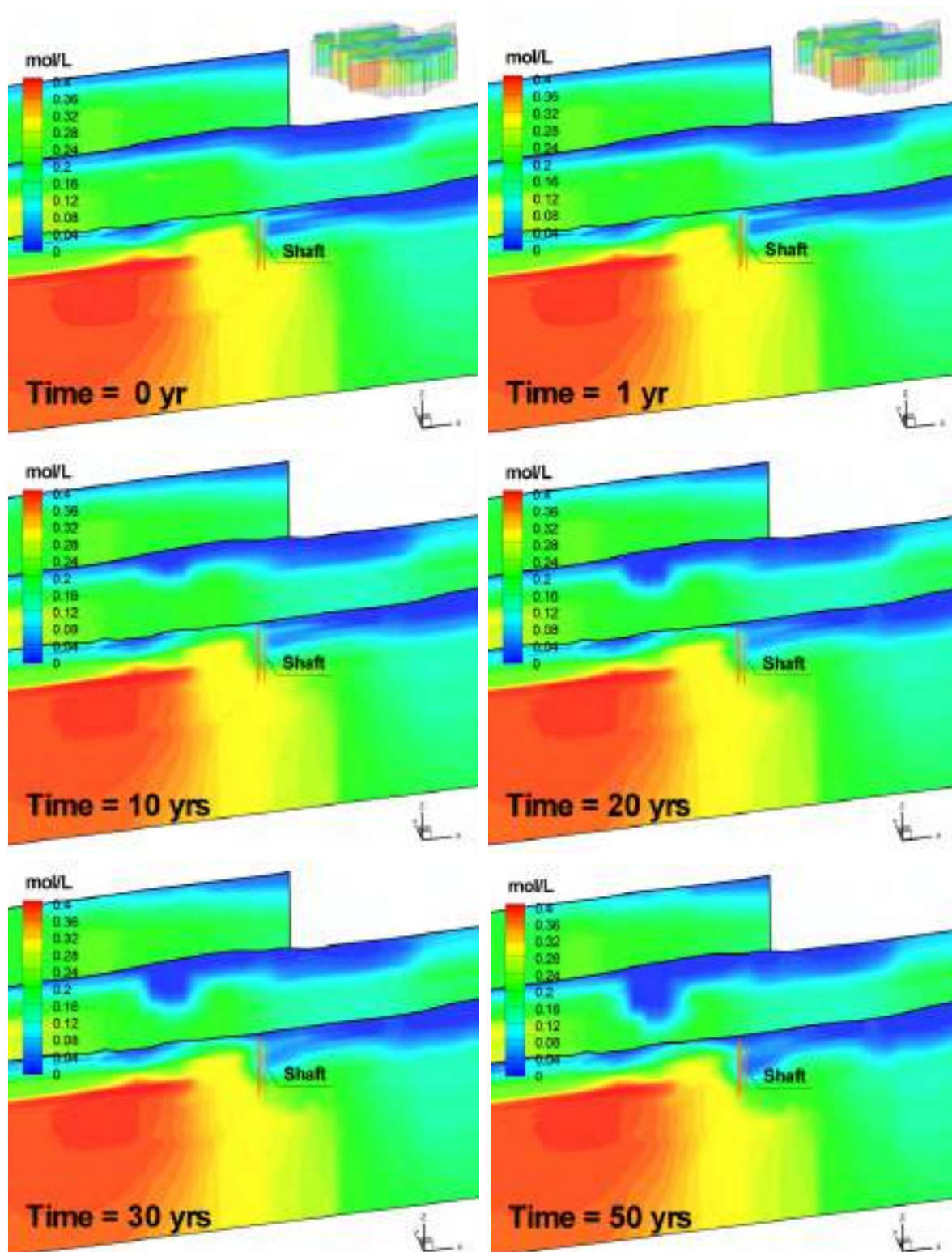


Fig. 4.6.3-13 Estimated chloride content in groundwater during/after shaft excavation (Case 2)

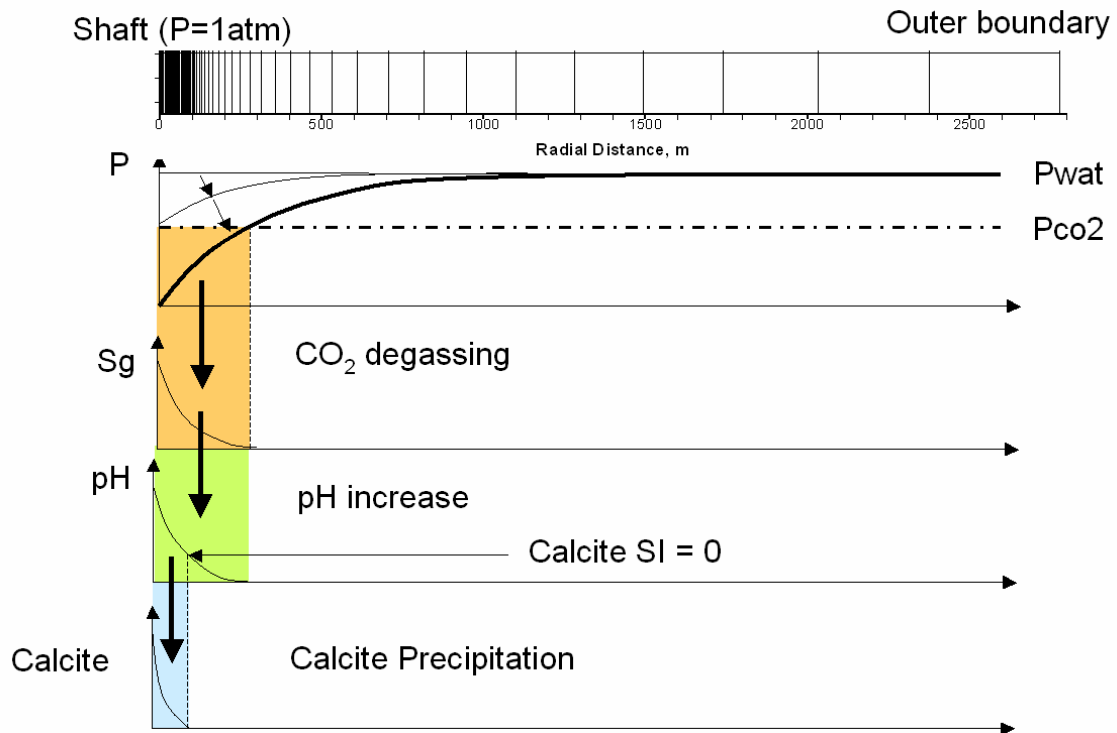


Fig. 4.6.3-14 Possible phenomena around the shaft

Numerical Simulator: TOUGHREACT EOS2 (Water/CO₂)

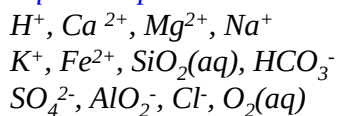
Initial Conditions

$$P_{\text{water}} = 2.5 \text{ or } 5 \text{ MPa}$$

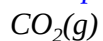
$$P_{\text{co2}} = P \times 20\%$$

Geochemical Model

Aqueous Species



Gas Species



Minerals

Primary : NONE

Secondary: Calcite

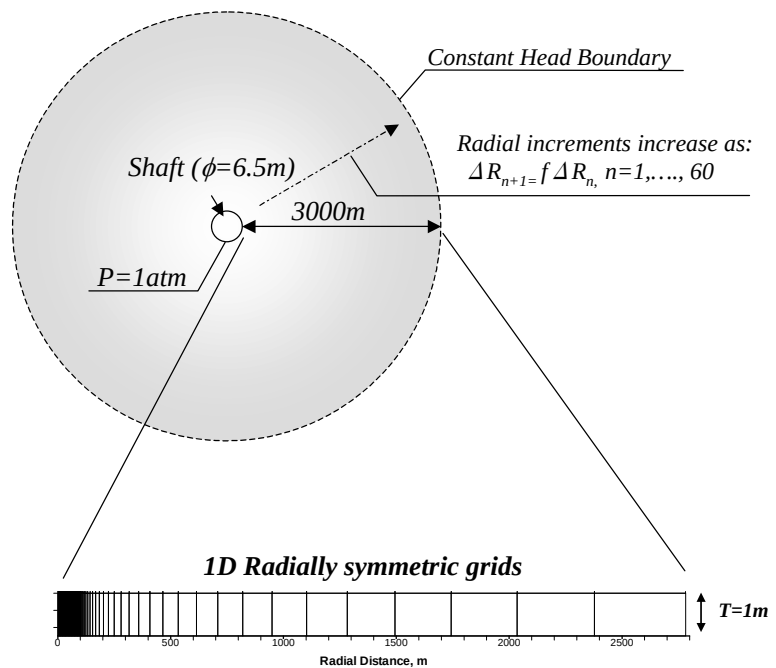


Fig. 4.6.3-15 Concept for simulation

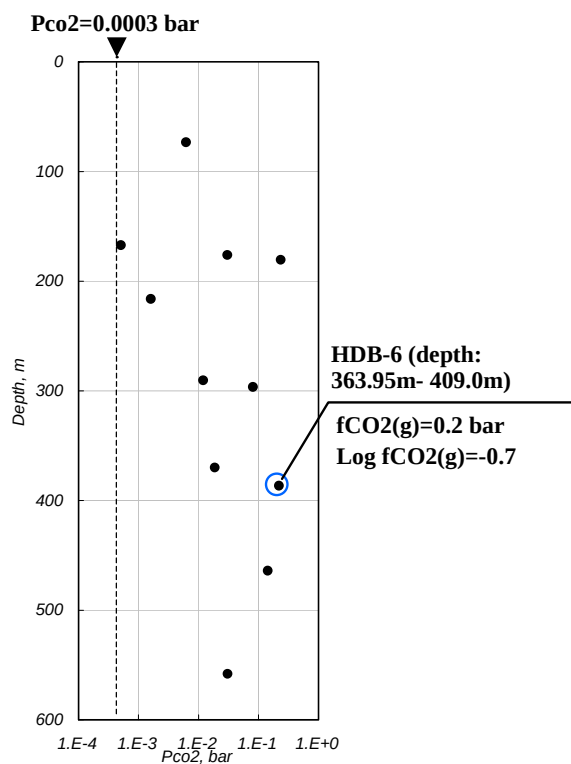


Fig. 4.6.3-16 Partial pressure of CO₂ calculated from pH and bicarbonate

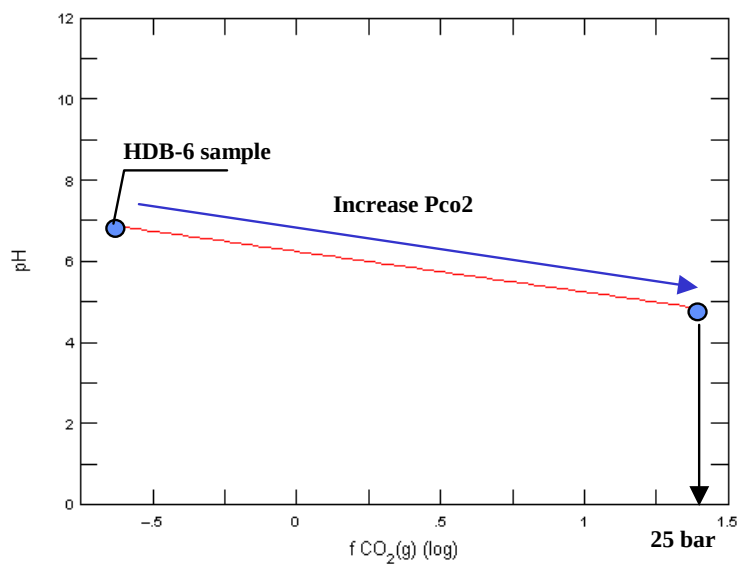
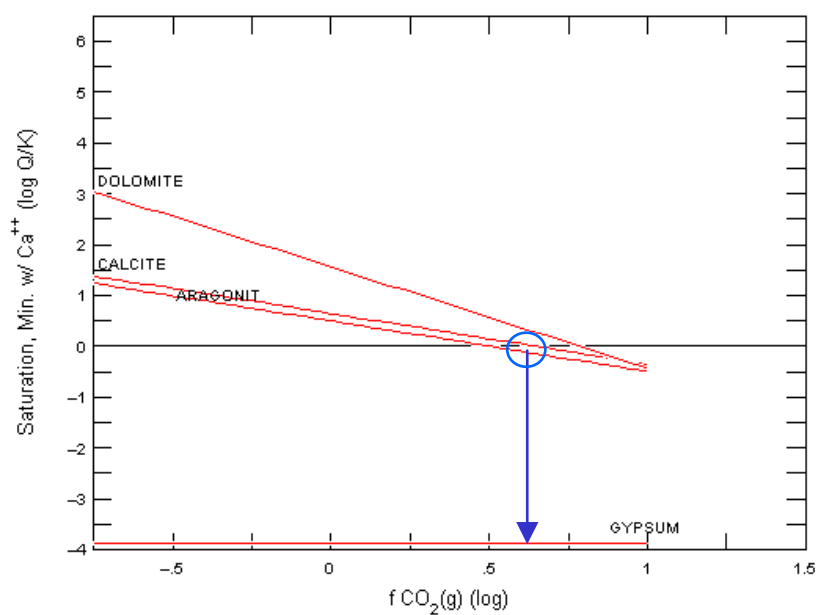
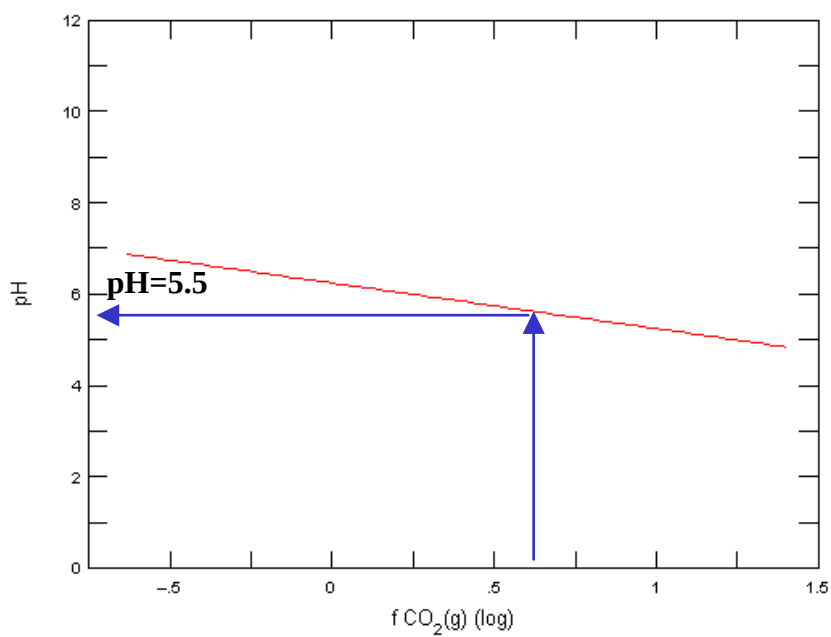


Fig. 4.6.3-17 Relation between pCO₂ and pH



(a) Saturation index for carbonate mineral

(b) Relation pCO_2 -pHFig. 4.6.3-18 Simulated effect of degassing of CO_2

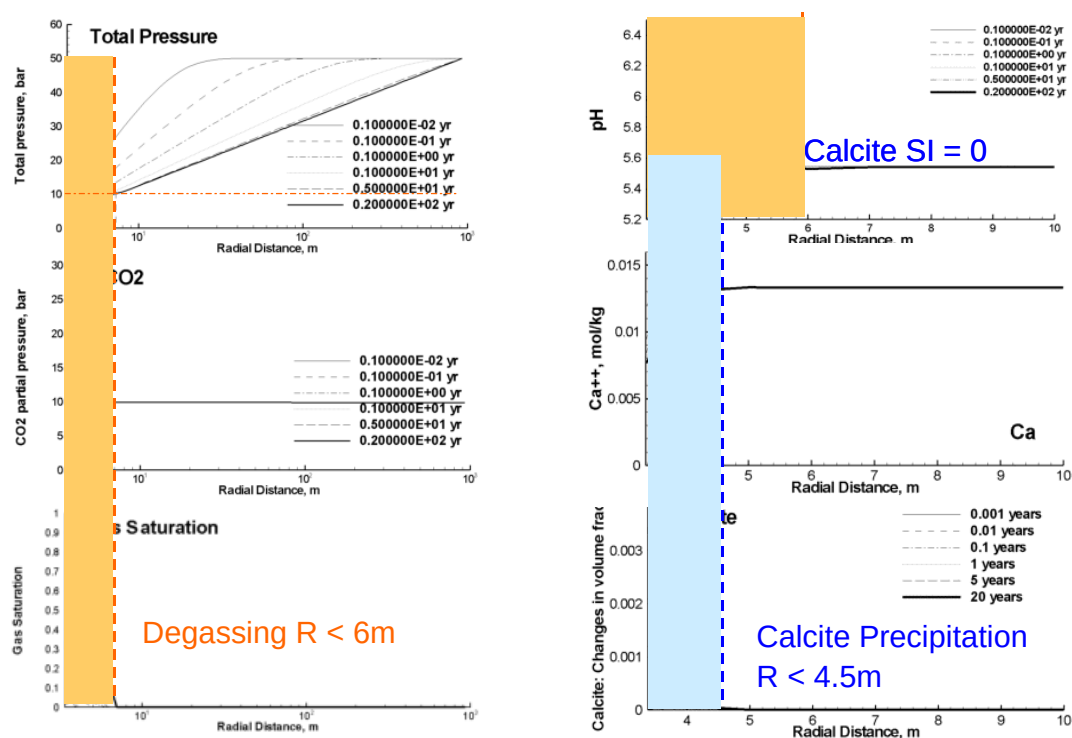


Fig. 4.6.3-19 Result of the analysis

Table 4.6.3-1 Hydrogeological parameter

	K m/s	Porosity (%)	
		Case 1	Case 2
Sediments	1×10^{-6}	30	1
Yuchi F.	1×10^{-9}	45	1
Koetoi F.	9×10^{-10}	50	1
Wakkanai F.	1×10^{-8}	40	1
Masuporo F.	5×10^{-10}	10	1
Omagari Fault	1.3×10^{-7}	30	1

Table 4.6.3-2 List of aqueous species

Primary Aqueous Species

H ₂ O	H ⁺	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Na ⁺	K ⁺	Fe ⁺⁺
SiO ₂ (AQ)	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ⁻⁻	AlO ₂ ⁻	Cl ⁻	O ₂ (aq)	

Aqueous Complexes

OH ⁻	Al ⁺⁺⁺	HAIO ₂ (aq)	NaAlO ₂ (aq)	AlOH+2	CaCl ⁺	CaCl ₂ (aq)
CaSO ₄	NaCl(aq)	FeCl ⁺	FeHCO ₃ ⁺	FeCO ₃ (aq)	FeCl ₄ ⁻²	NaHCO ₃
CaHCO ₃ +1	MgHCO ₃ +1	CO ₂ (aq)	CH ₄ (aq)	CO ₃ ⁻⁻	CaCO ₃	KCl(aq)
MgCl ⁺	MgSO ₄	NaSO ₄ -1	KSO ₄ -1	SO ₃ -2	HSO ₃ -1	HSO ₄ -1
HSO ₅ ⁻	NaHSiO ₃ (aq)	CaOH+1	NaOH(aq)	NaCO ₃ -1	H ₃ SiO ₄ ⁻	Fe+3
SO ₂ (aq)	S ₂ -2	HS ⁻¹	H ₂ S(aq)			

Table 4.6.3-3 Cation exchange capacity

Cation exchange	Selectivity (in terms of Na^+)
$\text{Na}^+ + 0.5\text{Ca-X}_2 = 0.5\text{Ca}^{2+} + \text{Na-X}$	0.091
$\text{Na}^+ + 0.5\text{Mg-X}_2 = 0.5\text{Mg}^{2+} + \text{Na-X}$	0.35
$\text{Na}^+ + \text{K-X} = \text{K}^+ + \text{Na-X}$	0.889
$\text{Na}^+ + \text{H-X} = \text{H}^+ + \text{Na-X}$	3.1E-6

Table 4.6.3-4 Chemistry of surface water

Component	Surface Boundary (Shallow fresh water)
pH	6.8
Ca^{2+}	8.7×10^{-5}
Mg^{2+}	7.0×10^{-5}
Na^+	5.2×10^{-4}
K^+	3.8×10^{-5}
Fe^{2+}	2.5×10^{-7}
$\text{SiO}_2(\text{aq})$	1.1×10^{-3}
HCO_3^-	2.1×10^{-4}
SO_4^{2-}	8.9×10^{-5}
AlO^{2-}	1.9×10^{-6}
Cl^-	4.2×10^{-4}
Eh	774mV

Table 4.6.3-5 List of analysis

	Case 1	Case 2	Case 3	Case 4	Case 5
Porosity [%]	40				
Compressibility of rock [Pa ⁻¹]	1×10^{-9}				
Hydraulic conductivity [m sec ⁻¹]	1×10^{-6}	1×10^{-8}	1×10^{-6}	1×10^{-8}	1×10^{-8}
Retention curve	a	a	a	a	b
Hydraulic pressure [bar]	25	25	50	50	50
Initial partial pressure of CO ₂ [bar]	5	5	10	10	10

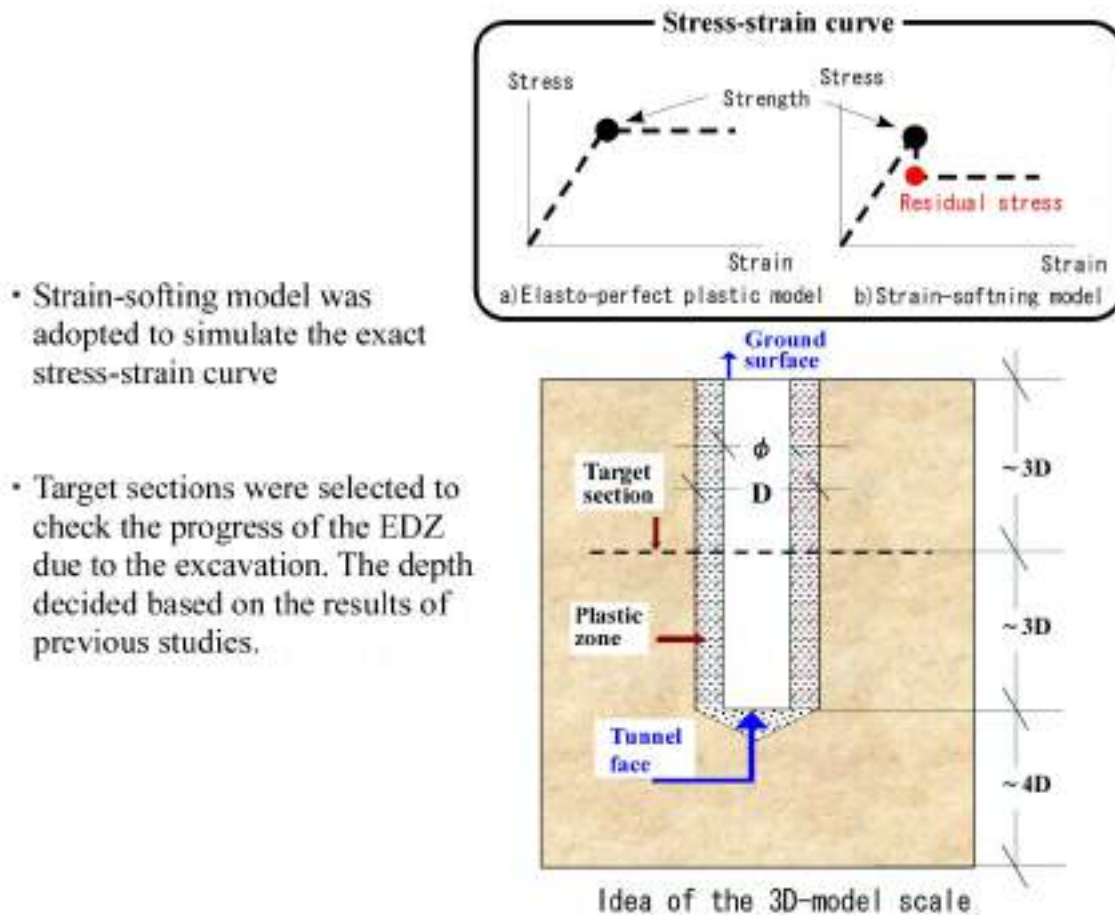


Fig. 4.6.3-20 Basic ideas on 3-D numerical simulation for prediction of the EDZ

Depth (m)	Zone	At peak		Residual		Dilatancy angle ψ ($^{\circ}$)	Unit Weight (kN/m^3)	Vertical Stress σ_v (MPa)	Horizontal Principal stress		Elastic Modulus E (GPa)	Poisson ratio ν (GPa)
		Cohesion C (MPa)	Internal friction angle ϕ ($^{\circ}$)	Cohesion C _r (MPa)	Internal friction angle ϕ_r ($^{\circ}$)				Maximum σ_H (MPa)	Minimum σ_h (MPa)		
140	1	1.50	17.0	0.81	16.4	4.0	15.50	2.13	2.77	1.92	0.30	0.15
220		2.00	12.0	1.08	11.6	4.0	15.70	3.39	4.40	3.05	0.40	0.13
280		2.44	17.5	1.32	16.9	4.0	16.30	4.48	5.82	4.03	0.50	0.08
355	2	1.70 4.10	15.0 25.0	0.80 1.30	17.0 25.0	3.0	15.80 17.10	6.02	7.82	5.42	0.50 0.96	0.10 0.22
400	3	3.56	27.5	0.68	31.2	3.0	18.50	7.26	9.44	6.53	1.25	0.26
450		4.00	27.5	0.76	31.2	3.0	18.70	8.25	10.73	7.43	1.30	0.26

* ψ : Parameter to need for strain-softening model

** Zone 1, Zone 2 and Zone 3 is defined according to the conceptual model on rock mechanics

*** In-situ stress condition assumed as follows based on the estimated overburden pressure

Zone1 : $\sigma_H=4.40$ MPa, $\sigma_h=3.05$ MPa

Zone2 : $\sigma_H=7.82$ MPa, $\sigma_h=5.42$ MPa

Zone3 : $\sigma_H=9.44$ MPa, $\sigma_h=6.53$ MPa

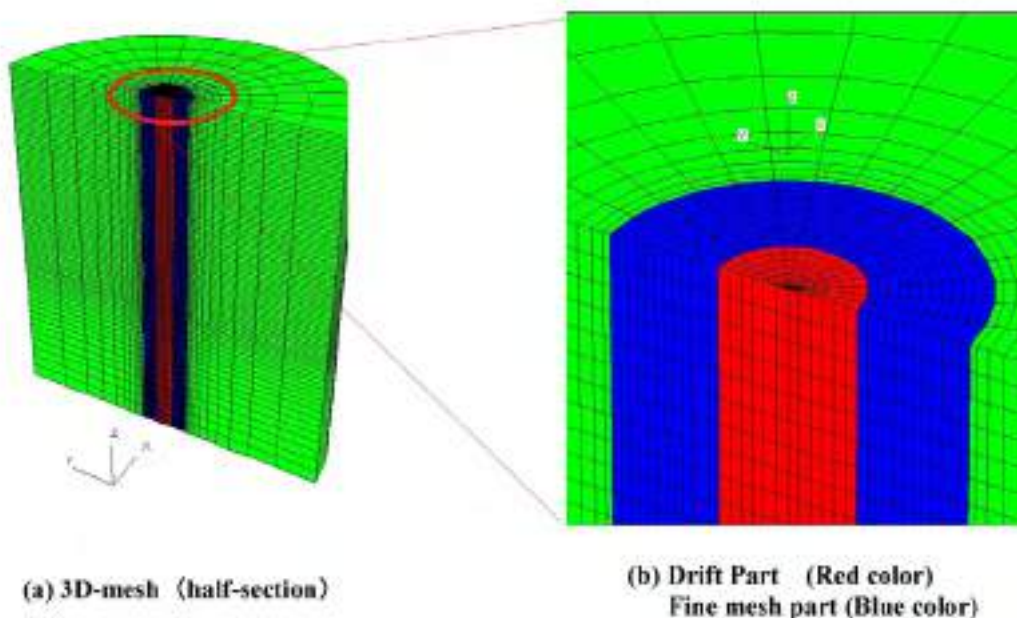
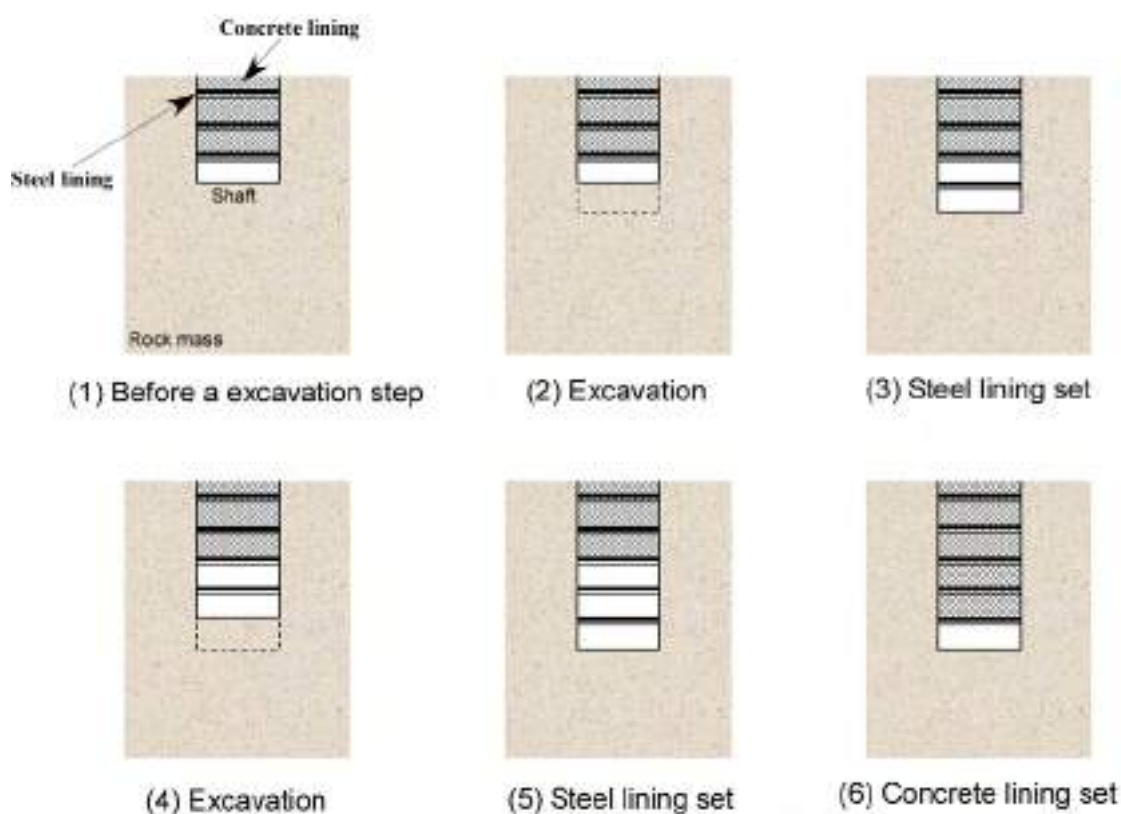


Fig. 4.6.3-21 Parameters of rock mass and three dimensional mesh for numerical simulation

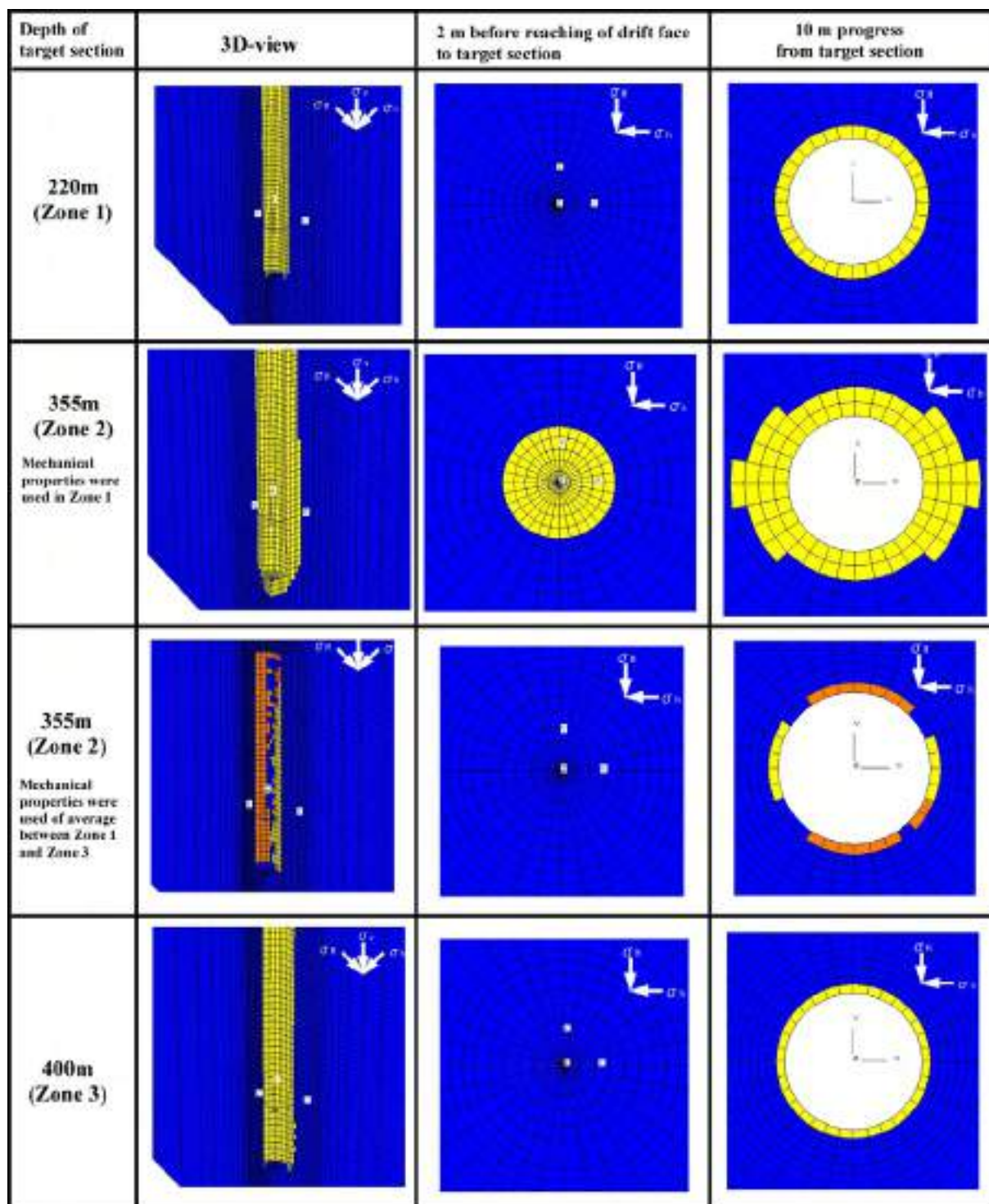


a) Typical excavation steps

b) Designed supports

Depth of the target section [m]	Scale of 3D-modeling [m]	Specifications of the supports						
220 m	190 - 290	Steel lining (NH-125) H-125 × 125 @ 1.0m						
		γ [kgf/m ³]	E [N/m ²]	ν [-]	A [m ²]	I _y [m ⁴]	I _z [m ⁴]	J [m ⁶]
		7.85 × 10 ³	2.10 × 10 ¹¹	0.3	30.00 × 10 ⁻⁴	293 × 10 ⁻⁸	839 × 10 ⁻⁸	1.0 × 10 ⁻¹⁰
		Concrete lining f _{ck} = 24 [N/mm]						
		γ [kgf/m ³]	E [N/m ²]	ν [-]	t [m]			
355 m	325 - 425	Steel lining (NH-150) H-150 × 150 @ 1.0m						
		γ [kgf/m ³]	E [N/m ²]	ν [-]	A [m ²]	I _y [m ⁴]	I _z [m ⁴]	J [m ⁶]
		7.85 × 10 ³	2.10 × 10 ¹¹	0.3	39.65 × 10 ⁻⁴	563 × 10 ⁻⁸	1620 × 10 ⁻⁸	1.0 × 10 ⁻¹⁰
		Concrete lining f _{ck} = 40 [N/mm]						
		γ [kgf/m ³]	E [N/m ²]	ν [-]	t [m]			
400 m	370 - 470	Steel lining (NH-150) H-150 × 150 @ 1.0m						
		γ [kgf/m ³]	E [N/m ²]	ν [-]	A [m ²]	I _y [m ⁴]	I _z [m ⁴]	J [m ⁶]
		7.85 × 10 ³	2.10 × 10 ¹¹	0.3	39.65 × 10 ⁻⁴	563 × 10 ⁻⁸	1620 × 10 ⁻⁸	1.0 × 10 ⁻¹⁰
		Concrete lining f _{ck} = 40 [N/mm]						
		γ [kgf/m ³]	E [N/m ²]	ν [-]	t [m]			
450 m	420 - 520	Steel lining (NH-150) H-150 × 150 @ 1.0m						
		γ [kgf/m ³]	E [N/m ²]	ν [-]	A [m ²]	I _y [m ⁴]	I _z [m ⁴]	J [m ⁶]
		7.85 × 10 ³	2.10 × 10 ¹¹	0.3	39.65 × 10 ⁻⁴	563 × 10 ⁻⁸	1620 × 10 ⁻⁸	1.0 × 10 ⁻¹⁰
		Concrete lining f _{ck} = 40 [N/mm]						
		γ [kgf/m ³]	E [N/m ²]	ν [-]	t [m]			

Fig. 4.6.3-22 Model for the excavation process and the properties of supports



* Yellow and Orange color shows the plastic zone (Orange color shows the tensile failure area)

** Orange line shows the deformation due to the excavation (Displacements were amplified 25 times).

Fig. 4.6.3-23 Calculated extents of the plastic zones due to excavation in surrounding rock

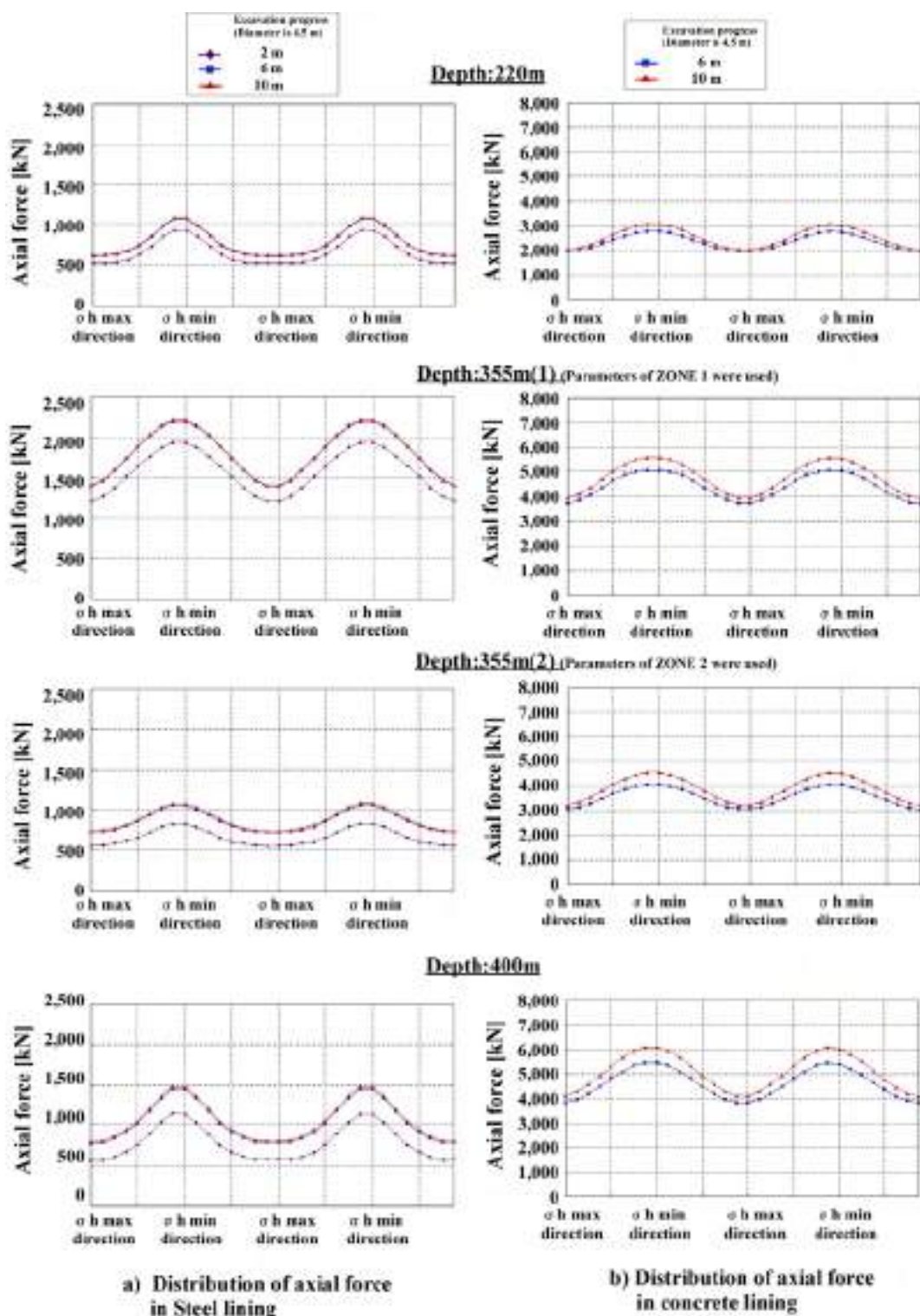


Fig. 4.6.3-24 Calculated stresses in supports of a shaft

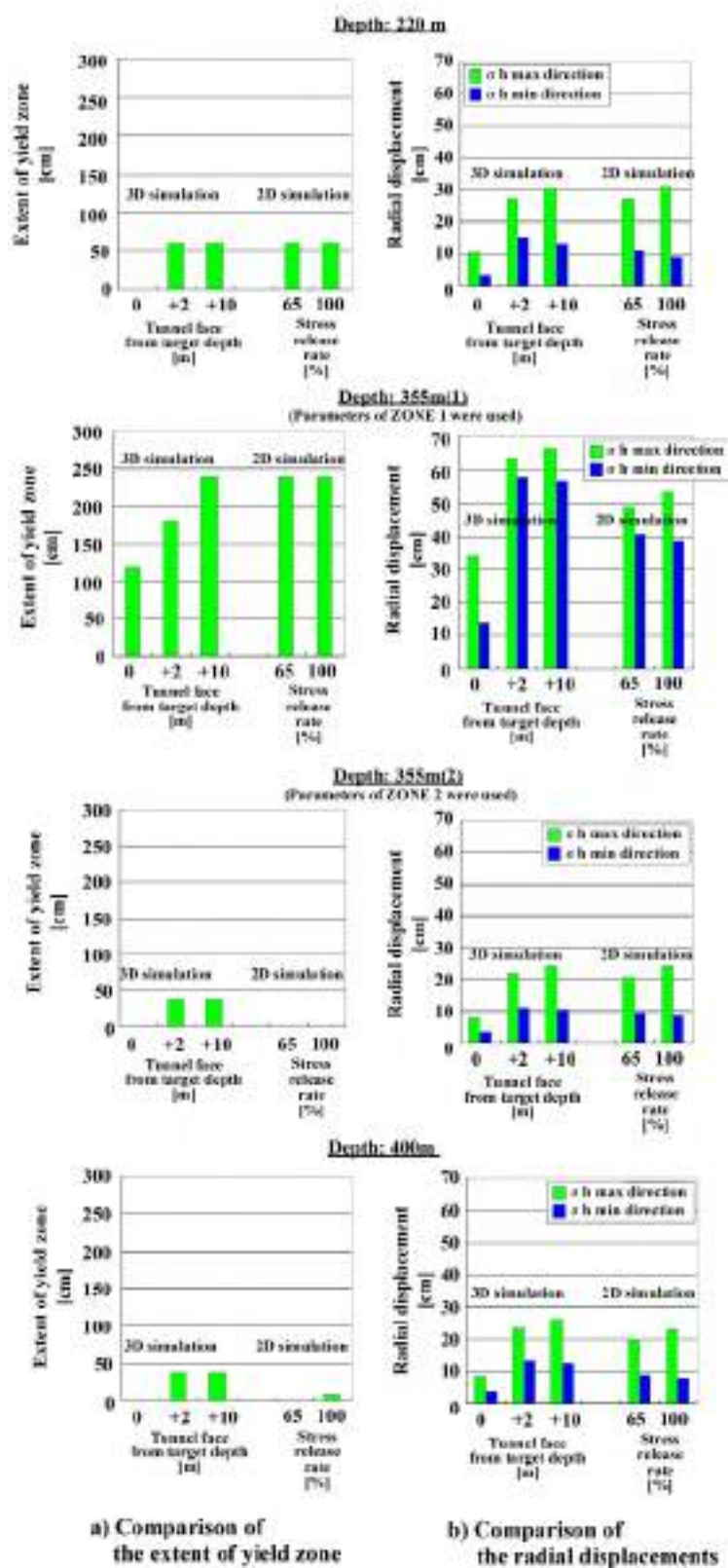
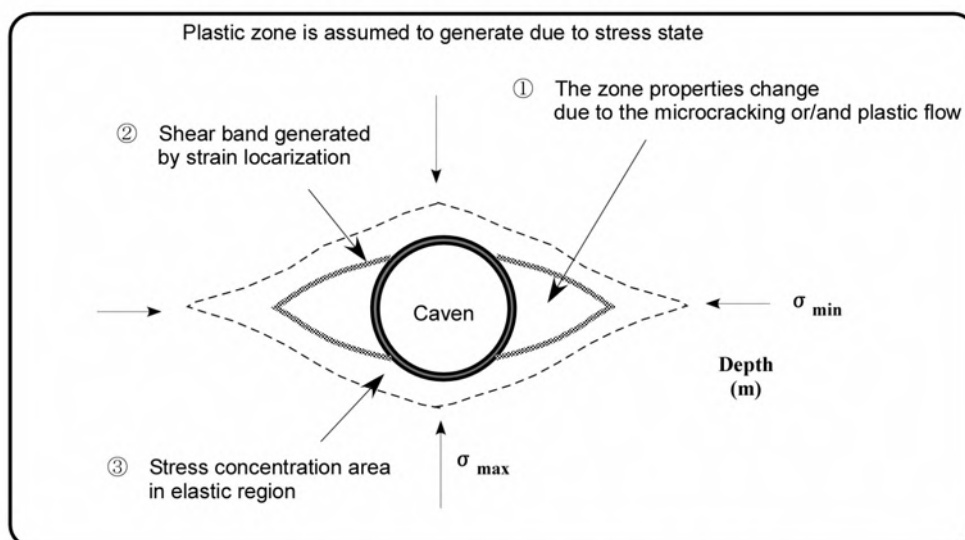


Fig. 4.6.3-25 Comparison of the extents of plastic zones and radial displacements calculated by 3-D and 2-D numerical simulation

Concept of EDZ at Horonobe



Summary of the prediction on EDZ (Area ① and ③)

Depth from ground surface [m]	ZONE in conceptual model	σ_v^* before excavation	σ_{θ}^* after excavation	$\sigma_{\theta} / \sigma_v$	Extent of EDZ** [cm]		Degree of the property change***				Remarks
							Effective porosity [%]	P-wave velocity [km/sec]	Elastic modulus [GPa]	Hydraulic conductivity [m/sec]	
220	ZONE 1	4.40	7.0	1.59	60	③	55 ⇒ 45	1.8 ⇒ 2.1	3.0 ⇒ 5.0	10^{-8} ⇒ 10^{-9}	
280		5.82	6.5	1.12	71 (Strain softening)	③	50 ⇒ 45	1.9 ⇒ 2.0	4.0 ⇒ 4.4	10^{-9} ⇒ 10^{-9}	The changes are estimated based on σ_{θ} on shaft wall
			10.1	1.74		①	50 ⇒ 39	1.9 ⇒ 2.2	4.0 ⇒ 5.8	10^{-9} ⇒ 10^{-10}	The changes are estimated based on $\sigma_{\theta \max}$ at boundary of yield zone
355 Upper part of transition zone	ZONE 2 (Boundary of ZONE 1 and ZONE 2)	7.82 (Middle of ZONE 2)	6.3	0.81	240 (Strain softening)	③	45 ⇒ 50	2.1 ⇒ 1.9	5.0 ⇒ 4.0	10^{-9} ⇒ 10^{-9}	The changes are estimated based on σ_{θ} on shaft wall
355 Middle part of transition zone	ZONE 2 (Middle of ZONE 2)		12.1	1.55		①	45 ⇒ 36	2.1 ⇒ 2.3	5.0 ⇒ 6.5	10^{-9} ⇒ 10^{-10}	The changes are estimated based on $\sigma_{\theta \max}$ at boundary of yield zone
			13.4	1.71	There was no area over yield stress or yield shear strain						
400	ZONE 3	9.44	17.5	1.85	21	①	36 ⇒ 32	2.3 ⇒ 2.2	5.5 ⇒ 5.3	10^{-9} ⇒ 5×10^{-10}	
450		10.73	18.5	1.72	37	③	38 ⇒ 34	2.2 ⇒ 2.2	5.2 ⇒ 5.3	10^{-9} ⇒ 5×10^{-10}	

* σ_v and σ_{θ} show the calculated stress at shaft wall

** Extent of EDZ is a maximum extent over yield stress or yield shear strain

*** Properties in EDZ are evaluated based on correlation between properties distribution vs depth from surface

Summary of the prediction on EDZ (Area ②)

Depth from ground surface [m]	ZONE in conceptual model	σ_{θ}^* after excavation [MPa]	Pore pressure [MPa]	σ_{θ}^* [MPa]	Max shear strain at the boundary of yield zone [%]	Degree of property change
						Internal friction angle [degree]
280	ZONE 1	10.1	4.42	5.68	2.3 Residual stress condition	40.0 ⇒ 38.1
450	ZONE 2	18.5	7.06	11.44	2.0 Residual stress condition	27.5 ⇒ 26.6

Fig. 4.6.3-26 Predicted extent of EDZ and its properties

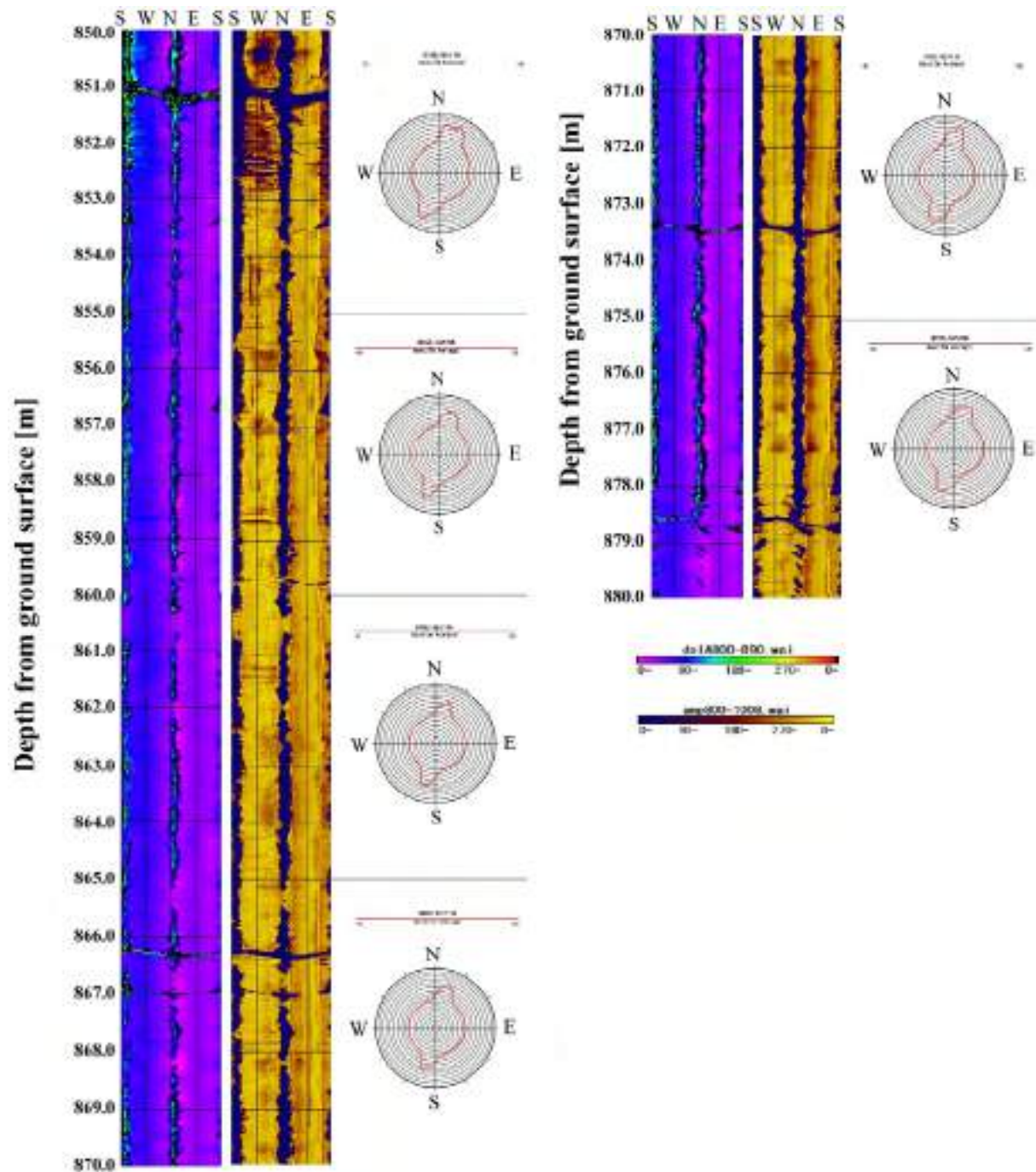


Fig. 4.6.3-27 Detected borehole breakout and reconstructed borehole shapes in HDB-11

4.7 地質環境の調査技術の整備

第1段階の調査においては、3章及び4章で述べた様々な調査を実施してきた。これらの調査は、既存の調査手法を適用したもの、調査目的を果たせるように改良したもの、新規に開発したもの、既存技術を組み合わせることにより信頼性を向上させることができたものがある。今後、幌延以外の地域において、堆積岩を対象とした地質環境調査を計画する際には、幌延での調査手法の適用結果は、非常に参考になるものと考えられる。

本項では、地質・地質構造に関する調査、岩盤の水理に関する調査、地下水の地球化学特性に関する調査、岩盤力学に関する調査の分野ごとに分けて、それぞれの分野において重要な情報やデータを、品質管理して取得するための技術を抜粋して取りまとめた。また、第1段階の調査において、重要な役割を果たしている深層ボーリング調査技術、地質環境のモニタリング技術についても取り上げた。

4.7.1 ボーリング調査技術

(1) 堆積岩を対象にしたボーリング掘削

深層ボーリング調査は第1段階において、地下深部の岩石や地下水を直接採取し地下深部の地質環境特性を把握できる唯一の調査である。ボーリング調査で取得される様々なデータは、地質環境モデルの構築や解析、安全評価や地下施設の設計などに反映されることから、調査結果の信頼性を確保するための品質管理が重要となる。さらにボーリング調査は掘削長及び調査量の増加に伴いその費用が増加することから、1本のボーリング調査により、多くの地質環境特性を把握するための調査を効率的に実施することが必要である。このような考え方にに基づき、品質が管理された調査データを合理的に取得するボーリング調査手法を確立することを目標として、本項では堆積岩の掘削に適用したボーリング孔掘削技術について、これまでの調査の経験を踏まえて主な知見を紹介する。

ボーリング調査では、その調査の重要性から、調査開始前までに緻密な調査計画の策定が必要である。具体的には、ボーリング調査の実施位置や調査計画を策定するまでに実施した調査により得られた調査対象地域の地質環境の理解を基に、ボーリング調査の目標を明確にするとともに、調査対象の地質環境の予測、調査にかかる時間や予算などの条件を踏まえて、ボーリング孔のレイアウトや調査項目・手法などの最適化・合理化を図ることが重要となる。これと合わせて、この段階では調査の品質を管理するためのマニュアルや体制などを整備することも必要である。また、これらの調査項目や手法、管理基準などは、調査の進展に伴い適宜見直すことが重要である。

ボーリング孔掘削は掘削そのものが地質環境を乱すことから、その影響を最小限に抑えつつ、地質環境特性を適切に理解し、評価していくとの考え方で調査を進めることが重要である。以下に、これまでの経験に基づき、幌延町に分布する堆積岩を主な研究対象としたボーリング孔掘削について、泥水や掘削ツールの選定の考え方などについて紹介する。

1) シリケート泥水の適用性確認

堆積岩が分布する地域を対象にしたボーリング孔掘削では、結晶質岩の様な硬岩を対象に実施するボーリング孔掘削に比べると岩盤が力学的に不安定であること、岩石中に含まれている粘土鉱物の膨潤などによりボーリング孔を長期間安定に保つことが困難である。そこで、膨潤性の粘土鉱物を含有する可能性が高い堆積岩においても、ボーリング孔を安全に掘削できかつ、ボーリング孔における透水試験や地下水の地球化学特性調査への影響が少ない掘削泥水の使用を検討した。その結果、シリケート泥水と呼ばれる泥水が粘土鉱物の膨潤を低減できることが分かったことから、シリケート泥水のボーリング孔掘削への適用性を検討した。しかし、シリケート泥水は

それ自体が高い pH を示すため、ボーリング孔掘削に使用する機器を耐アルカリ性にするなどの対策を行わなければならないことがわかった。泥水の適用性の検討では、シリケート泥水の孔壁への付着状況や岩盤への浸透量を評価するための適用試験を実施した。室内試験の結果から、シリケート泥水単独での使用に比べると、膨潤防止や岩盤への吸着が少ないシリケート泥水＋塩化カリウムの組合せが有効であることがわかったことから、適用試験ではシリケート泥水＋塩化カリウムの泥水を使用した。試験では、実際にシリケート泥水＋塩化カリウムを使用してボーリング孔を掘削し、泥水の剥離方法の確認や透水性への影響を確認した。その結果、高透水性の箇所ではシリケート泥水による透水性への影響が顕著に見られ、低透水性の箇所では影響の有無を確認できなかった。また、目視観察及び電子顕微鏡観察の結果、適切に洗浄することによって、シリケート泥水を泥壁から剥離できることが確認できた。

深層ボーリング調査の結果から、幌延町に分布する堆積岩は、膨潤性の粘土鉱物の含有量が少なく膨潤しにくい特徴を有していることや、ボーリング孔の洗浄時にアルカリ性溶液を使用する必要があり、現場での安全管理が困難であることと地下水の地球化学特性に与える影響が大きいことから²⁵¹⁾、ボーリング孔掘削ではシリケート泥水を使用しなかった。

2) 防爆対策

地下水中に可燃性の溶存ガスを含む地域でのボーリング孔掘削では、これまでに噴出事故が起こっている事例があることから、ボーリング孔掘削ツールの防爆対策を施す必要がある。幌延町においても、これまでに実施された石油調査や温泉調査のボーリング調査により、石油や天然ガスが胚胎する徴候が認められていることから、ボーリング孔掘削中にガスの噴出事故が発生する可能性が考えられる。そのため、石油やガスの噴出を防止するための暴噴防止装置（Blow Out Preventer）を孔口に取り付けることとした²⁵¹⁾（Fig. 4.7.1-1）。ボーリング孔掘削に使用する各種のバルブや暴噴防止装置の耐圧性能、現場作業に係わる安全管理については、鉱山保安規則（石油鉱山編）²⁵²⁾の規定を採用した。

3) 掘削ツールの選定

ボーリング調査では、地質環境（地質学、水理学、岩盤力学、地球化学）に関する様々なデータを取得するため、全ての区間においてコアを採取（オールコアリング）することを基本としている。しかし、上述の暴噴防止装置を設置するためには、既存の地熱開発や資源開発において用いられているボーリングロッドは、耐圧性能や強度などの仕様が十分ではなかった。さらに、石油探査におけるボーリング孔掘削では、部分的にコアを採取する方法（スポットコア）を基本としていることから、石油探査用の掘削ロッドでは、ワイヤーライン工法によるオールコアリングを実施することができなかった。

そこで、石油や天然ガスを胚胎するような堆積岩地域において、暴噴防止装置に対応して、安全にかつワイヤーラインによるオールコアリングが可能な掘削ロッドを製作し、ボーリング孔掘削を実施した。

4) ケーシングプログラムの策定

ボーリング調査では、ボーリング孔を使用した物理検層、流体検層、水理試験、地下水の採水及び力学試験を実施する。堆積岩を対象にしたボーリング調査において、最終到達深度まで掘削した後に孔内試験を実施するプログラムでは、掘削中にボーリング孔径の拡大が生じるために、浅部での試験が不可能になってしまう。また、ボーリング孔の崩壊により各調査機器が抑留されることが、抑留された試験装置の残留のために、ボーリング孔そのものが使用できなくなる可能

性がある。そのため、ボーリング孔を安全に自立させ孔内での調査を確実に実施することを目的として多段の掘削手順を検討した。具体的には、ボーリング孔掘削を複数回の工程に分け、その都度ケーシングパイプで保孔していく工法である。ケーシングパイプのレイアウトは、ボーリング孔掘削位置における地質環境の情報を基に、地層の境界などの地質・地質構造及びボーリング調査終了後に実施する地下水の水質・水圧の長期観測計画などを考慮して決定した。第1段階におけるボーリング掘削では、掘削後に地下水の水圧・水質の長期モニタリング孔として使用することが重要な前提であるため、ケーシングプログラムは、口元掘削も含めて4段を基本とし、ボーリング孔全体を保孔することとした。

ボーリング孔掘削は、ガスの噴出の可能性や堆積軟岩であることを考慮し、ボーリング孔の孔壁の膨潤、崩落による掘削ツールの抑留を回避するため、掘削ツールの揚降に大きな荷重をかけることが可能なロータリ式ワイヤーライン工法を採用した。また、ボーリング孔掘削は、石油探査で使用されている様々な掘削ツールの基本的な規格であり、物理検層や流体検層機器などを容易に適応できる孔径として6-1/4"のオールコアリングとした。本孔径を使用することにより、地熱開発や温泉探査で使用されているワイヤーライン工法用の機材の使用が不可能であったため、ダイヤモンドビット、コアバーレルなども全て新規に製作した。

ボーリング孔掘削や孔内での調査終了後に第1段目を17-1/2"、第2段目を12-1/4"、第3段目を8-1/2"のトリコンビットで拡孔し、13-3/8"、9-5/8"、7"、4-1/2"のケーシングパイプを二栓式法またはインナースtring法にてフルホールセメントでケーシングパイプを固定した。ケーシングパイプ設置後は地下水の水質や水圧の長期観測を行うため、ジェットパーフォレーションにより所定深度に孔を開け、地下水水圧・水質の観測が可能になるようにした。しかし、セメントとケーシングパイプ（炭素鋼）と接触した地下水を採取することになり、この方法を採用する場合の注意点の1つである。

(2) ボーリング調査の計画

ボーリング調査を行う際には、ボーリング調査の全体工程、試験内容を詳細に検討することが重要である。そのためには、既存の地質環境データ等を基にボーリング調査地点における地層境界の深度、地下水の水圧分布、岩盤の力学特性や地下水の地球化学特性の分布などを予想し、ボーリング調査の計画を策定することが重要である。また、ボーリング掘削中に逸水や湧水など予想せぬ現象が確認された場合に、掘削を中断して試験を実施できるような柔軟な計画を立案し、調査へ反映することが重要である。

HDB-11 孔のボーリング調査計画の例を Table 4.7.1-1 に示す。この表には、ボーリング調査開始前に予想した地質環境特性の特徴をもとに、ケーシングプログラム、使用する泥水の種類、物理検層、流体検層の実施位置などの計画が記述されている。ボーリング調査中には、掘削や調査の実施実績に合わせて修正することで地質環境特性の分布の予測の結果を確認することが可能となる。

(3) 掘削モニタリング

ボーリング掘削中に、掘削水の送水量/逸水量、掘削ロッドの回転数、トルク、湧出ガス量などをモニタリングすることは、作業の安全を確保するだけでなく、地質・地質構造、岩盤の水理特性、地下水の地球化学特性に関する情報をリアルタイムで得るための有効な手法である。HDB-6 孔で実施した連続モニタリングの結果の例を Table 4.7.1-2 に示す。ボーリング孔掘削中はこのような項目を連続でモニタリングすることにより、ガスの突出の前兆、湧水や逸水の状況、岩盤強度の相対的な変化などを把握することが可能となる。第1段階のボーリング調査において、

特に有効に活用されたものは、メタンガスをはじめとするガス濃度データと湧水量や逸水量の結果である。ガスの濃度は、ボーリング孔掘削を行っている現場環境やガスの突出に対する安全管理に反映した。湧水量や逸水量は、透水性の変化を把握するのに有効であった。例えば、湧水量や逸水量が変化すると原位置に高透水性の場が存在する指標となることから、ボーリング孔掘削を停止し透水試験や地下水の採水試験を実施した。特に、高透水性の場に遭遇直後にボーリング孔掘削を停止することにより、掘削泥水の影響を容易に排除でき汚染の少ない地下水試料を短期間で採取できる長所がある。

(4) ボーリング孔仕上げ

ボーリング孔仕上げの例として、HDB-6 孔のレイアウトを Fig. 4.7.1-2 に、セメンチング実施状況について Table 4.7.1-3 に、ジェットパーフォレーションの実施状況について Table 4.7.1-4 に示す。

(5) まとめ

ボーリング調査計画の立案からボーリング孔の仕上げまで、ボーリング調査に係わる一連の手順を、調査への適用事例を基に記述した。しかし、ボーリング調査には、文書にできない経験的なノウハウが多いことも事実である。また、掘削中のデータに基づく判断が、掘削終了後には適切ではないことがわかるなど、失敗の例が非常に多かった調査である。ボーリング調査はノウハウを文書に残すことに加えて、現場で実際に経験を伝えていくことにより、その技術を高度化していくことが可能と考えられる。



Fig. 4.7.1-1 Blow out Preventer²⁵¹⁾

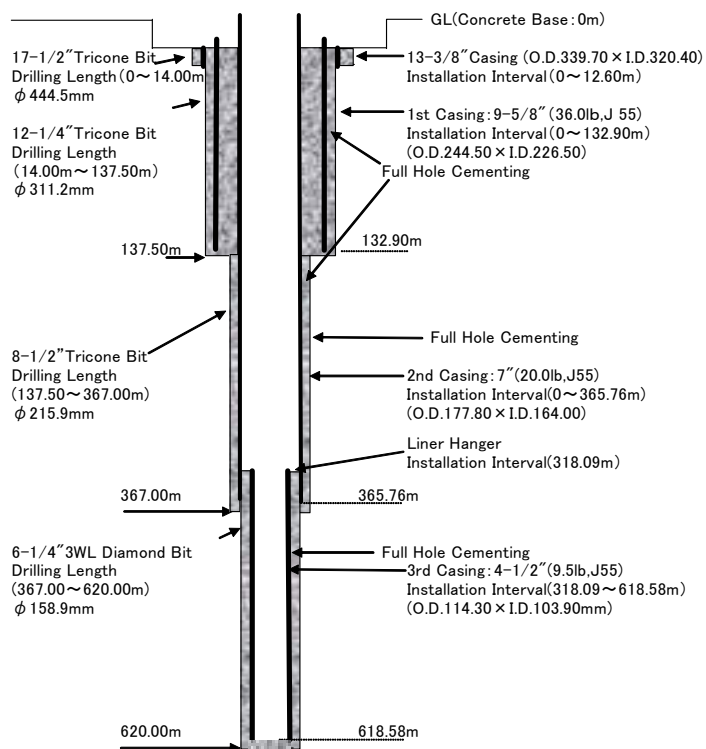


Fig. 4.7.1-2 Borehole layout⁸²⁾

Table 4.7.1-1 Borehole investigation program (HDB-11)

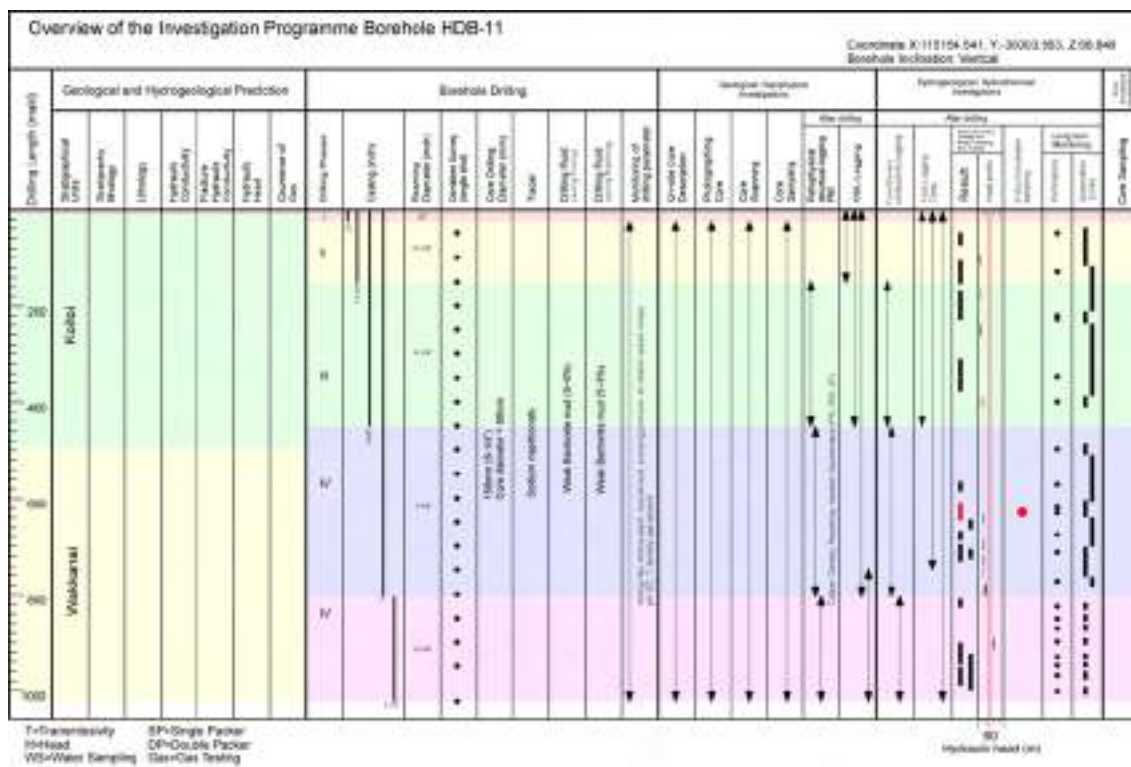


Table 4.7.1-2 Result of monitoring during borehole drilling (HDB-6)⁸²⁾

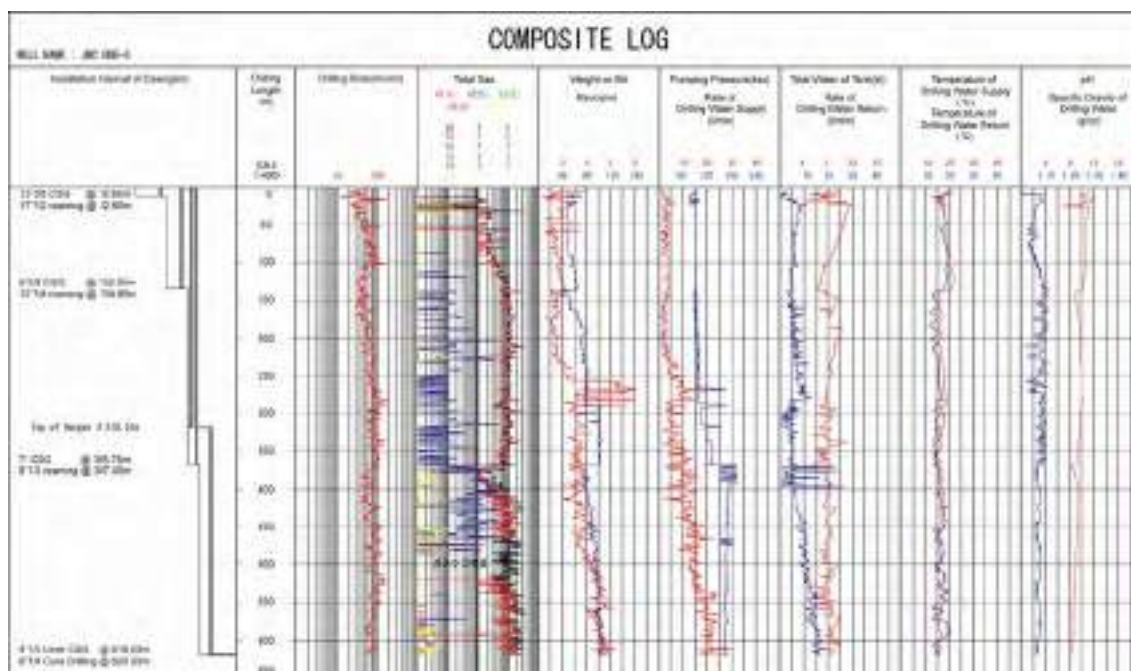


Table 4.7.1-3 Casing installation in HDB-6⁸²⁾

During Drilling	Unit	Phase I	Phase II		Phase III
Type of Casing pipes		9-5/8"×36.0lb-J55 (244.50×226.50)	7"×20.0lb-J55 (177.80×164.00)		4-1/2"×9.5lb-J55 (114.30×103.90)
Installation Interval		0.00-132.90m	0.00-365.76m		318.09-618.58m
Cementing Type		Inner String	1 st Stage	2 nd Stage	Liner Hanger
Open Hole Volume	[L/m ²]	76.0	36.6	36.6	19.8
Casing Capacity (including Pipe Volume)	[L/m ²]	46.9	24.8	24.8	10.3
Casing Capacity	[L/m ²]	40.3	21.1	21.1	8.5
Annular Volume CSG-CSG	[L/m ²]	32.5	15.5	15.5	10.9
Annular Volume OH-CSG	[L/m ²]	29.1	11.8	11.8	9.6
Excess	[%]	200	307	1,000	395
Amount of Cement milk	[L]	8,000	8,000	3,000	10,000
Specific gravity	[S.G]	1.70	1.70	1.80	1.80
Cement Type		Normal Cement	Normal Cement	Normal Cement	Normal Cement
Amount of Cement	[kg]	8,225	8,225	3,525	11,700
Additives					
Amount of Bentonite		0.90%	0.90%	0	0
Lost Circulation Materials		0	0	0	0
Calcium Chloride	[kg]	0	0	0	0

Table 4.7.1-4 Perforated section in HDB-6⁸²⁾

Date	Depth [m]	Interval [m]	Shot Count	Shot Situation
2003/01/06	587.50 ~ 592.50	5.00	8	Very Good
2003/01/06	562.50 ~ 567.50	5.00	9	Very Good
2003/01/06	509.00 ~ 514.00	5.00	9	Very Good
2003/01/06	443.50 ~ 450.50	7.00	9	Very Good
2003/01/06	389.00 ~ 394.00	5.00	10	Very Good
2003/01/06	364.00 ~ 374.00	10.00	20	Very Good
2003/01/06	325.00 ~ 330.00	5.00	8	Very Good
2003/01/06	291.00 ~ 301.00	10.00	20	Very Good
2003/01/06	227.50 ~ 232.50	5.00	9	Very Good
2003/01/06	155.00 ~ 160.00	5.00	9	Very Good
2003/01/06	62.50 ~ 67.50	5.00	9	Very Good
Sum		57	120	

4.7.2 地質・地質構造調査技術

地質環境調査では、1) その調査費用はボーリング調査や坑道掘削の占める割合が大きく、物理探査によりどこまで地質環境を把握できるかによって、これらに係る経済的な負担は小さくなること、2) ボーリング調査などは点の情報であるが、物理探査は比較的安価に広い領域のデータ取得ができ、コストパフォーマンスの高い技術であり、地質環境を擾乱させない非破壊調査であることもあわせて地層処分事業における物理探査の役割は大きいこと、及び 3) 調査を実施するにあたっては、その地域特性に合った調査手法や調査仕様を策定することが必要であること、が指摘されている⁴⁾。このことから、ここでは重要な地質・地質構造調査技術として、とりわけ、空中物理探査として代表的な空中電磁探査、空中磁気探査及び空中放射能探査、さらに地上物理探査として代表的な比抵抗探査及び反射法地震探査について、地域特性との関係から見た適用性／有効性について前半に述べる。また、地質環境の長期安定性に関する調査技術についても後半に述べる。

(1) 空中からの調査技術

① 空中物理探査の適用性

空中物理探査は、広域で大局的な地質構造を把握することができるため、広域調査の初期段階で有効な手法であると考えられる。電磁探査は、岩種の違いなどの地質構造の把握に、磁気探査は、より深部あるいは規模の大きい地質構造の抽出に、さらに、放射能探査は、地表付近の大規模不連続構造などの調査に適している。

今回、ヘリコプターを用いた空中電磁探査、空中磁気探査及び空中放射能探査を実施したが、調査地域には牧場が多く存在するため、実施にあたっては放牧牛に対するヘリコプターの騒音対策が必要となった³⁾。測定高度は電磁センサー・バードを対地 30～60m に保持し、50～80km/h の速度で飛行することを基本としたが、探査範囲内に含まれる牛舎及び放牧牛の直上については、原則的に 200m 程度迂回して飛行し、なるべく牛に刺激を与えないように注意して飛行することとした。また、迂回できない場合は 120m 以上まで高度を上げて飛行することとした。さらに、測線飛行の開始前には、牛をヘリコプターの音に馴れられるため、その日の探査範囲内に存在する牧場周辺を対地高度 200m で飛行するなどの対策を施した。

上記の測定高度は空中磁気探査や空中放射能探査の解析には大きな影響を与えなかったが、空中電磁探査の解析の一部に影響を与えることとなった³⁾。空中磁気探査については、磁気センサー・バードの基準対地高度は電磁センサーより 15m 上の 45m であるが、空中磁気探査のデータはポテンシャル場の測定値であり、高度によって捉えられる磁性体の大きさの検出限界は変化するものの、地質構造が示す磁性のオーダーに比べ無視できるほど小さいため、全データを解析に使用することができた。空中放射能探査についても、地表から放射されるガンマ線は空気層によって減衰するので高度補正は必ず行なわなければならないが、放射強度が対地高度によって指数関数的に減衰することはすでに知られており、対地高度が 180m になった測定データも基準対地高度に補正できる。したがって、取得したデータは全て解析に使用することができた。しかしながら、空中電磁探査については、計算された見掛け比抵抗値の中に、許容限度を超える高度データに基づいて計算されたものが含まれるため、これらのデータを除去することとした。具体的には、空中電磁探査の中で最も高度の影響を受け易い 56kHz の見掛け比抵抗値を基に検討を行なった結果、90m 以下と 100m 以下のデータでは見掛け比抵抗分布に差意がほとんど認められなかったが、110m 以下のデータには差異が認められたため、解析にはバード高度 100m 以下の測定データのみを用いることとした。

このように、牧場の多い地域において空中物理探査を実施するにあたっては、測定高度の制約

から、必ずしも取得したデータの全てを解析に使用できるとは限らないことを念頭に置く必要があると言える（Table 4.7.2-1）。

(2) 地表からの調査技術

① 比抵抗探査の有効性

稚内層や声問層のような地表に隆起した海成の堆積岩からなる地層は、海底堆積時に取り込んだ海水と隆起後に地表から浸透した淡水の混合が地下浅部の地層中に起きるため、その地層水の塩濃度の違いによって地層の比抵抗値にコントラストが現れやすい。つまり、その比抵抗値を調べることによって淡水の浸透領域が把握しやすい。一方、淡水の浸透領域は地質構造とその水理特性によって大きく規制され、例えば稚内層や声問層のような顕著な岩相変化を示さない地層の場合には、それは断層帯などの二次的な構造とその水理特性に規制される。すなわち、地表に隆起した顕著な岩相変化を示さない海成の堆積岩からなる地層における地下浅部の地層水の塩濃度の違いは、断層帯などの二次的な構造とその水理特性に規制される可能性が高い。したがって、このような地層における断層帯の位置とその水理特性を検討する際には、電磁探査などの比抵抗探査によって地下浅部の地層の比抵抗を把握することが一つの有効な調査手法であり、4.1 で述べた研究所設置地区における AMT 探査³⁵⁾を用いた大曲断層の一連の調査（Fig. 4.3.2-6）はその有効性を示す一つの調査事例であると言える³³⁾。

しかしながら、比抵抗構造の解釈は同一の対象であってもその深度により異なる場合がある。例えば、高倉ら²⁵³⁾は、幌延地域と同様な含油堆積盆地（新潟県東頸城地域）における地下の比抵抗構造の地質解釈の論拠として、浅部（およそ地下 1km 以浅）では天水の浸透による地層水の塩濃度の低下を、深部（およそ地下 1～3km）ではイオン交換能力の高い粘土鉱物の高い含有率をそれぞれ挙げている。また、本地域では地下 1km 以浅を対象に実施した上述の AMT 探査³⁵⁾において、およそ地下 300～1,000m に高比抵抗ゾーンを認め、その部分は大曲断層に沿って天水が良く浸透している部分に対応すると解釈した³³⁾が、地下 300m 以浅を対象に AMT 探査と同測線上にて実施した高密度電気探査においては、大曲断層推定部分はむしろ低比抵抗ゾーンとして現れ（Fig. 4.7.2-1）、これは大曲断層沿いの高い含水量を示すと解釈された⁴²⁾。このように、比抵抗構造の解釈は同一の対象であってもその深度により異なる場合があることに留意する必要があるといえる（Table 4.7.2-1）。なお、段階を意識した比抵抗探査の進め方としては、浅い部分ほど解析の分解能が増加することから、段階を追って徐々に評価対象深度を浅くしていくことが効率的と考える。

② 反射法地震探査の適用性

研究所設置地区近辺において反射法地震探査を実施した³⁷⁾が、稚内層や声問層の物性値の変化が乏しいことや、土地利用上の制約を受け理想的な測地配置にできなかったことなどから、得られた反射面の構造解釈は非常に難しいものであった⁴⁾。そこで、物性値の変化が乏しい地層を対象に反射法地震探査を実施した場合、発振／受振点の間隔や発振方法の違いにより、反射波の連続性や分解能にどの程度の差異が現れるのかを検討した。さらに、マルチオフセット VSP 探査²⁵⁴⁾の適用性についても検討した。なお、本項では段階を意識した反射法地震探査の進め方についても言及する。

(i) 発振／受振点間隔の違いによる反射断面記録の差異

発振／受振点間隔の違いによる反射断面記録の差異を検討するために、同一測線にて発振／受振点の間隔の異なる 2 通りの測定を行なった²⁵⁴⁾。一方は、発振／受振点の間隔を 50m／25m としたもの、もう一方は発振／受振点の間隔を 20m／10m（一部、10m／5m）としたものである

(Table 4.7.2-2)。測定により得られたマイグレーション断面 (Fig. 4.7.2-2) を比較すると、高密度で実施した測定の反射断面の方がやや高分解能を示すものの、両者の反射波の連続性に大きな差異は認められなかった。このように、物性値の変化に乏しい地層を対象に反射法地震探査を実施する場合、発振点／受振点の間隔を密にしても、反射波の連続性や分解能に大きな向上は期待できない場合があることが示された (Table 4.7.2-1)。

(ii) 発振方法の違いによる反射断面記録の差異

発振方法の違いによる反射断面記録の差異を検討するために、発振条件の異なる 3 通りの測定を行なった²⁵⁴⁾。それらは、砂利道におけるバイブレーター発振、同砂利道におけるインパクト発振、及び同砂利道沿いの荒地 (牧草地) におけるインパクト発振によるものである。バイブレーター発振とインパクト発振により得られた重合断面 (Fig. 4.7.2-3) を比較すると、バイブレーター発振による記録の方が、反射イベントの連続性が優れている箇所が多いことが示された²⁵⁴⁾。また、砂利道でのインパクト発振と荒地でのインパクト発振により得られた重合断面 (Fig. 4.7.2-3) を比較すると、荒地での発振においても、反射波の連続性や分解能の点で、砂利道での発振と同程度の記録が得られることが示された²⁵⁴⁾。このように、発振方法としてはバイブレーター発振の方がインパクト発振より好ましいと言えるが、発振場所としては砂利道発振と荒地発振に大きな差異は無いと言える (Table 4.7.2-1)。

(iii) マルチオフセット VSP 探査の適用性

VSP 探査のメリットは高分解能な反射波のイメージが得られることによって地質構造の詳細な把握が可能になることにあるが、得られたイメージが解析処理時における速度構造の仮定に大きく依存してしまうような場合、そのメリットは薄れる。研究所設置地区近傍においてマルチオフセット VSP 探査²⁵⁴⁾を実施した結果、ゼロ・オフセット処理における反射波の位置は反射法地震探査²⁵⁴⁾により得られた反射波の位置とおおむね一致したが、単純に水平多層構造を仮定した CDP マッピングにおいては、反射波の傾斜方向及び傾斜角が反射法地震探査の結果と大きく異なる結果が示された。これは、本地域の地層が傾斜しており、その傾斜角や傾斜方向が場所によって変化していることが原因として考えられるが、そのような場合、CDP マッピングにおいて新たに地層の傾斜を加味した速度構造を仮定することにより両者の整合性を図ることができる。しかしながら、そのような速度構造の仮定に依存することは VSP 探査本来のメリットを希薄化させるため、すなわち、本地域のような地層が複雑に傾斜する地域においてマルチオフセット VSP 探査を効果的に適用することは困難と言える (Table 4.7.2-1)。

(iv) 反射法地震探査の進め方

以上の検討に基づくと、段階を意識した反射法地震探査の進め方としては、まず通常の仕様 (Table 4.7.2-2) で探査を実施し、そこで得られた反射波の連続性や分解能が比較的良好な場合に限り、より高密度な探査の実施を検討することが効率的と考えられる。また、得られた反射波が比較的水平的な場合に限り、VSP 探査の実施を検討することが効率的と考える。

③ 割れ目調査の適用性

4.1 「地質・地質構造に関する調査研究」でも述べたとおり、研究所設置地区周辺には横ずれ優勢の傾向を示す層理面に高角な小断層が広く分布しており、同小断層が岩盤中の移動経路として重要な構造であることが示された。この小断層の変位センスを考慮すると、断層の変位量や発達過程といった基本的な地質学的特徴を把握するためには、水平面での観察が好ましいと考えられる。しかしながら、幌延地域の地表露頭は道路切り割りなどの鉛直面であることが多く、河床面の露出も良好ではない。そこで、幌延深地層研究計画では重機を用いた表土剥ぎ取りによる人工的な水平露頭面の作成を実施することとした (Fig. 4.7.2-4)。その結果、上記の小断層について、

多くの重要な地質学的特徴を把握することができた³⁴⁾。一般的に、縦ずれ優勢の活断層の観察を行なうためには鉛直断面を作成すること（トレンチ調査）が良く知られるが、横ずれ優勢の断層を観察する場合には、今回のような重機を用いた水平露頭面の作成も有効と考える（Table 4.7.2-1）。

(3) 地質環境の長期安定性に関する調査技術

① 過去百万年程度を対象にした調査技術

山地・丘陵の形成過程を解明することは、地形発達史を把握する上で重要である。その手法の一つとして、珪藻化石を用いた後背地解析法を考案した²⁵⁵⁾（Fig. 4.7.2-5）。この手法は、再堆積した珪藻化石種が産出する層準の堆積時期に、その種が初生的に堆積した地層が削剥環境にあったと考えることで、その時期の堆積・削剥環境（おおよその海陸分布）の把握が可能になるという考えに基づく。しかしながら、珪藻の生産量が多い時期については、その時期に再堆積した珪藻が相対的に少なくて発見できない可能性がある。この点を改善するためには、一つの試料で鑑定する個体数を増やして少ない再堆積種の発見に努めるとともに、礫層を対象にした古流向と構成礫種の調査、砂層・泥層を対象にした堆積相解析や碎屑物組成調査、帯磁率異方性測定なども合わせて解釈する必要がある。なお、珪藻化石だけから判断する場合は、再堆積した珪藻化石種が見つかった地層が堆積した時期以前に、その種が初生的に堆積した地層が削剥環境にあったことを示すことになる。

珪藻化石を用いた手法を幌延地域に適用した結果、陸域の西方への拡大が認められ、後期鮮新世後半からは宗谷丘陵東部の西縁周辺が削剥環境に、前期更新世後半からは宗谷丘陵中部周辺が削剥環境になったことが考えられた²⁵⁵⁾。

② 過去数万年～数十万年を対象にした調査技術

空中写真判読と現地調査から段丘面及び段丘堆積物の分布調査を行うとともに、段丘堆積物とレス（更新世に形成された風成陸上堆積物であり、主にシルトからなる）を対象に RIPL 法²⁵⁶⁾（堆積物に含まれるテフラ起源粒子の屈折率の頻度分布等から降灰層準を認定する方法）を適用し、段丘の形成時期について検討した²⁵⁷⁾（4.5.2 (2) iii) 参照）。検討を行なった段丘堆積物は、層厚約 5m であり、中～粗粒砂層と砂礫層の互層である。その上位に分布するレスは、層厚約 2m であり、下位から赤色レス、白色を帯びた淡褐色レス、灰色テフラ、そして褐色レスが堆積する。

分析の結果、灰色テフラは利尻豊徳テフラに対比できることが分かったが、さらに白色を帯びた淡褐色レスにおいて、有効な鍵層として知られる Kc-Hb 及び Spfa-1 に対比されることが考えられるテフラを見出すことができた。このことにより、白色を帯びた淡褐色レスはステージ 5e 以降に形成されたと考えることができ、さらにその下位には層厚 1m 程度の赤色レスが分布することから、その赤色レスの堆積時間を考慮すると本調査を実施した海成段丘面の形成時期はステージ 7（21.4 万年前）である可能性を指摘できる。この段丘の形成時期をステージ 7 とすると、段丘の標高が 70m 程度であることから平均隆起速度は約 0.3m ky^{-1} となる。

このように、空中写真判読による段丘面の分布調査に加えて、現地調査において RIPL 法を適用することにより、隆起速度や各時期の海陸分布が解明できることを確認することができた²⁵⁷⁾。

③ 数～数十年を対象にした調査技術

現在進行中の天然現象（特に地殻変動）を把握する手法としては、地震観測や GPS 観測などがあるが、以下では GPS 基線長（観測点間の距離）解析及びその結果と地震の発生が基線長に及ぼす影響について考察した結果²⁵⁸⁾について述べる。なお、GPS 解析には、幌延深地層研究計画で

実施している HDB-1 観測点、国際 GPS 事業の観測点 (yakt、yssk、petp、usud)、国土地理院の GEONET (稚内、稚内 2、猿払、礼文、利尻、浜頓別、枝幸、枝幸 2、雄武、音威子府、天塩、遠別) のデータを使用しており、解析ソフトウェアには、マサチューセッツ工科大学とスクリプス海洋研究所で開発された GAMIT を使用している。

観測期間中に、2003 年十勝沖地震 (2003 年 9 月 26 日) と留萌支庁南部を震源とする地震 (2004 年 12 月 14 日) が発生した。観測点間の距離である基線長は、2003 年十勝沖地震の際に有意な変化を示すとともに、地震後数ヶ月間は余効変動が認められた (Fig. 4.7.2-6)。一方、2004 年の留萌支庁南部を震源とする地震の際には、基線長に変化が認められなかった。十勝沖地震は、マグニチュードが 8.0、幌延町の震度が 1、幌延町と震央までの距離が約 400km である。留萌支庁南部の地震は、マグニチュードが 6.1、幌延町の震度が 2、幌延町と震央までの距離が約 100km である。両地震を比較すると、震源が幌延町から遠く、震度が小さくても、マグニチュードが大きい場合は、幌延地域周辺の地質環境に影響があることを示している。したがって、他の地震も含めて基線長結果を検討することで、地震のマグニチュード、震央までの距離などの関係から、幌延地域の地質環境 (応力や歪、さらには地下水位) に対する影響の有無や程度を示すことが可能であると考えられる。なお、十勝沖・根室沖において発生したマグニチュード 5 以上の地震 (2003 年十勝沖地震以外) による基線長の変化は認められない。少なくとも十勝沖においてマグニチュード 8 クラスの地震が発生した場合は、幌延地域周辺の地質環境に影響があると考えられる。

このように、基線長と地震との関係を検討することで、マグニチュード及び震央までの距離などの関係から、幌延地域の地質環境 (応力や歪) に対する地震の影響の有無や程度を把握できる可能性を示すことができた²⁵⁸⁾。

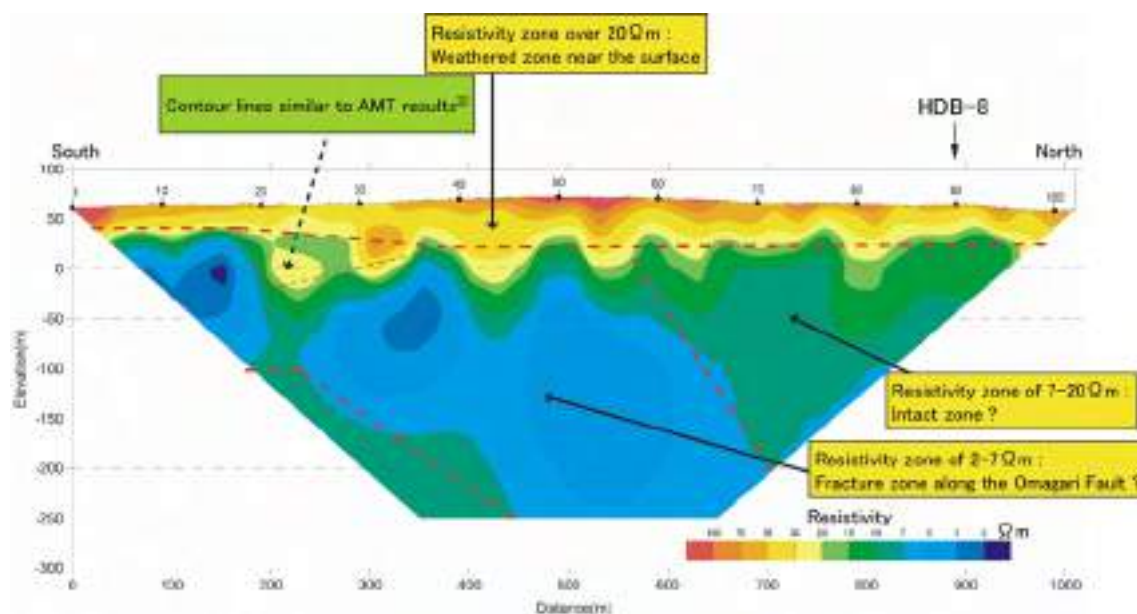


Fig. 4.7.2-1 Interpretation of resistivity profile by high resolution electric survey³⁵⁾

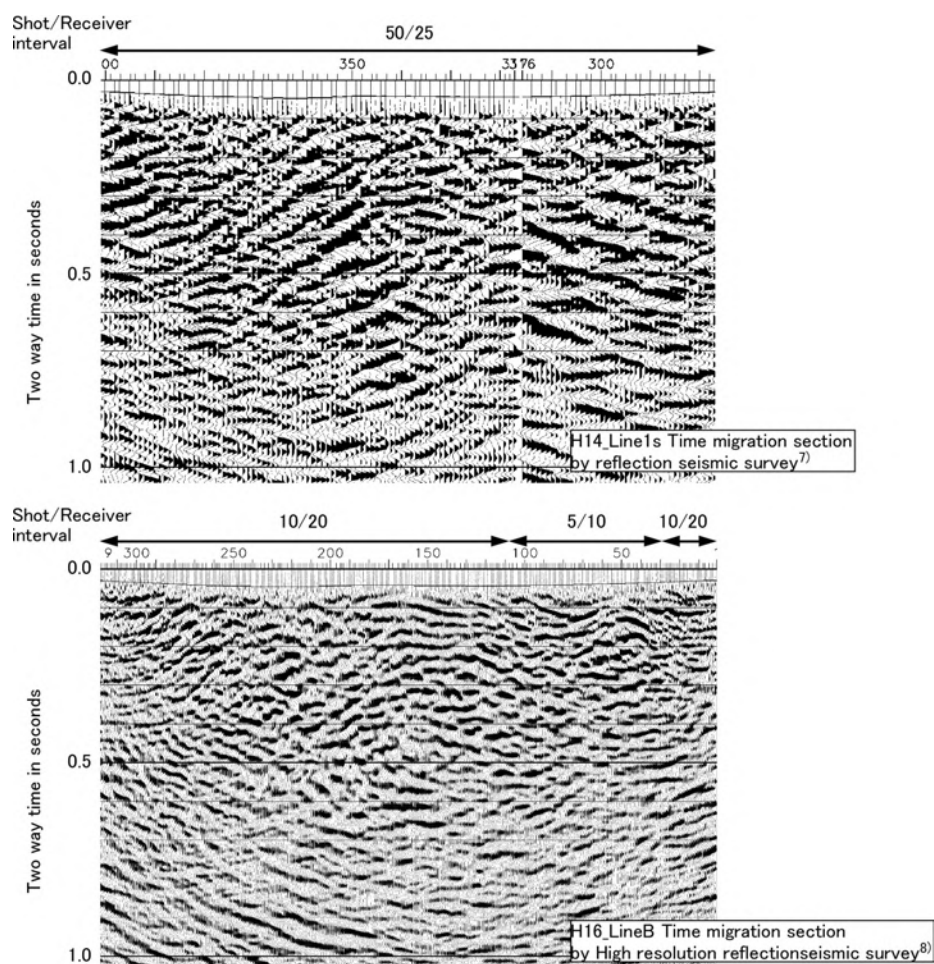


Fig. 4.7.2-2 Difference in time-migration section due to shot/receiver interval

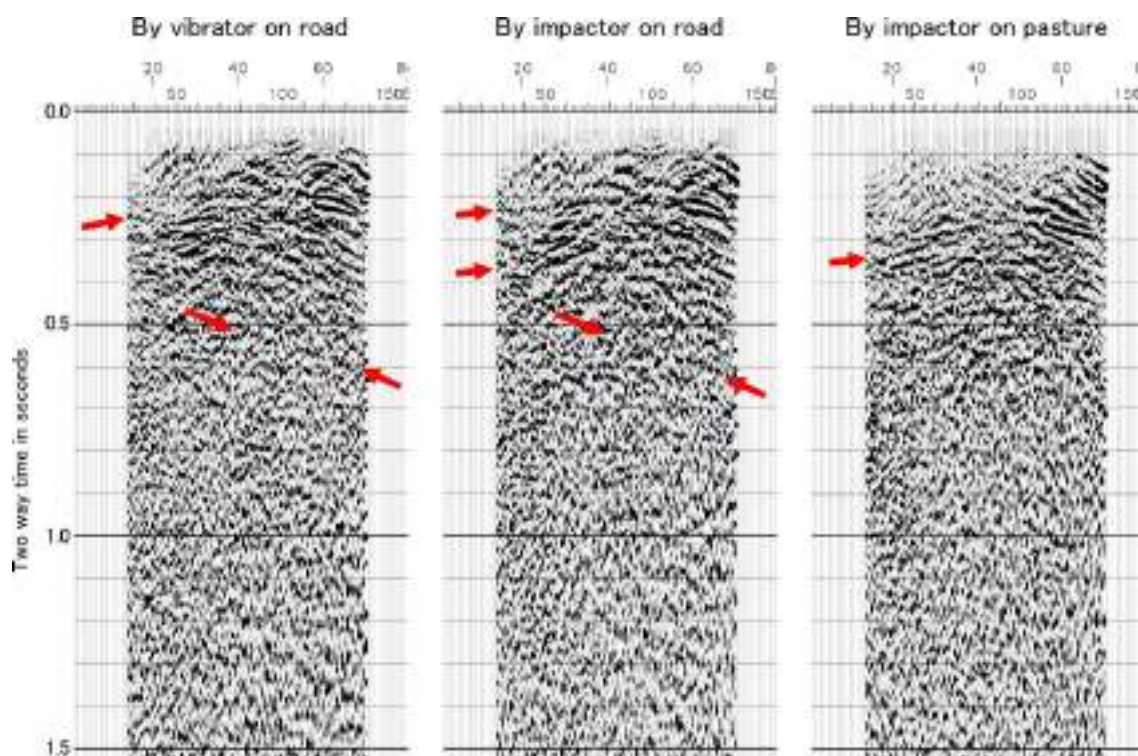


Fig. 4.7.2-3 Difference in stacking record section due to shot condition²⁵³⁾



Fig. 4.7.2-4 Stripped horizontal outcrop⁴²⁾

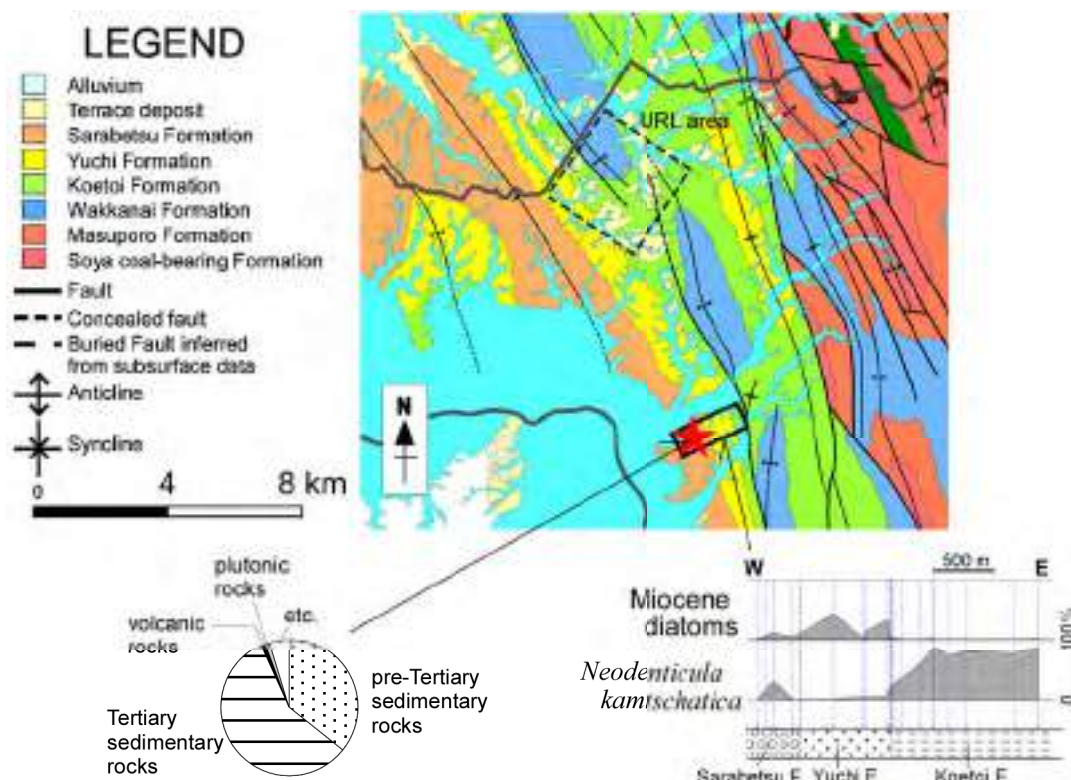


Fig. 4.7.2-5 Clast composition of conglomerate in the Sarabetsu Formation and derived fossil of diatom in the Yuchi and Sarabetsu Formations.

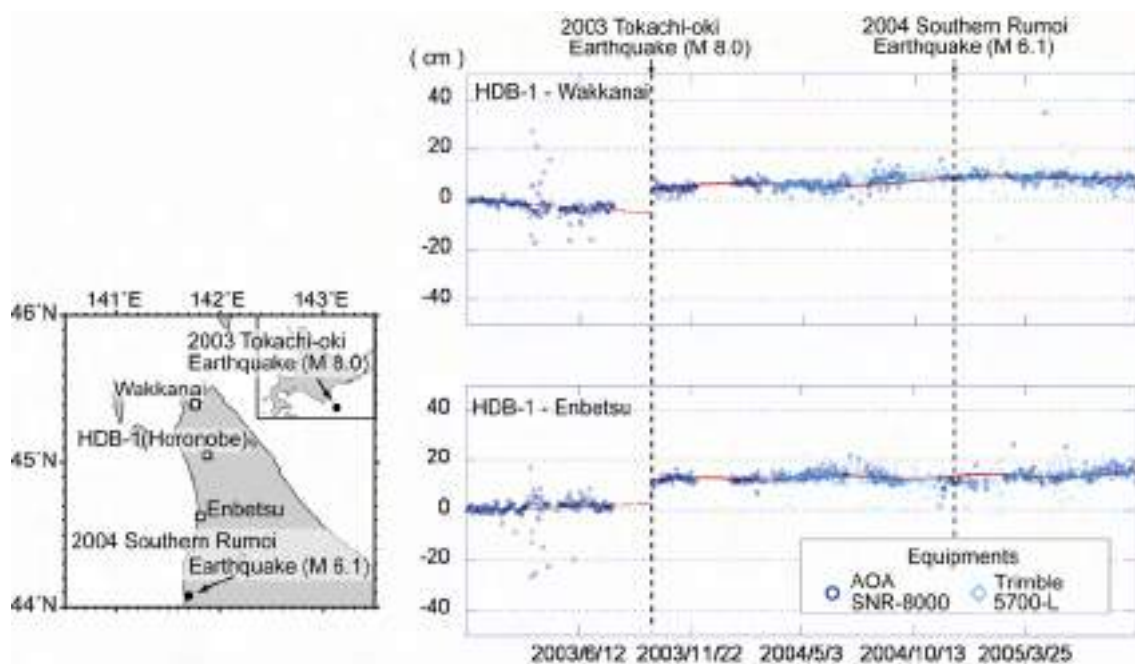


Fig. 4.7.2-6 Time variation of base-line length from 1st January 2003 to 3rd September 2005. Red lines show best-fit curve by using built-in curve-fit function of KaleidaGraph ver. 4.0.

Table 4.7.2-1 Application of geological and geophysical investigation

(◎: very good ○: good △: difficult)

(a) Availability of data from airborne survey

Method	Stock farm area	Non-stock farm area
Airborne electromagnetic survey	△	○
Aeromagnetic survey	○	○
Airborne radioactive survey	○	○

(b) Distribution and hydrogeological properties of fault in massive marine deposits

Method	Shallow part (Depth < 1km)	Deep part (Depth > 1km)
Resistivity investigation	◎	△

(c) Resolution of reflector by reflection seismic survey

Shot/receiver interval	Weakly bedded/laminated rocks	Clearly bedded/laminated rocks
Normal	△	○
Densely	△	◎

(d) Recording of seismic data by reflection seismic survey

Shot condition	Road	Pasture
Vibrator	◎	
Impactor	○	○

(e) Image of seismic recreation

Method	Folding geological structure	Flat geological structure
VSP	△	◎

(f) Description of fault

Method	Strike-slip	Dip-slip
Stripping	◎	△
Trench	○	◎

Table 4.7.2-2 Specifications of reflection seismic survey

		Reflection seismic survey ⁷⁾	High resolution reflection seismic survey ⁸⁾
Source	Source	Vibrator, mini-vibrator	Vibrator, Impactor
	Shot interval	50 m	20 m or 10 m
	Sweeps	8-60 Hz/16 sec	10-100 Hz/16 sec
	No. of stacks	16	5 (Vibrator), 20 (Impactor)
Receivers	Receiver interval	25 m	10 m or 5 m
	Receiver	SM-7 (geophone, f0=10 Hz) 9/group	SM-7 (geophone, f0=10 Hz) 9/group
Recording system	Recording system	G-DAPS4	G-DAPS4
	Sampling rate	4 msec	2 msec
	Record length	8 sec	5 sec

4.7.3 水理・地球化学調査技術

(1) 水理調査技術

岩盤の水理調査では、地下水流動解析や地下施設建設に伴う変化の予測解析への入力データセットを構築することが必要である。そのデータセットの中で、主要なデータとして岩盤の透水性に関するデータ（透水係数、透水量係数）、間隙水圧を上げることができる。間隙水圧の測定方法、透水係数・透水量係数を測定するための試験方法及び解析方法については、土木分野などでの調査事例に基づき既に基準化されている²⁵⁹⁾。しかし、データの品質を管理しつつ、溶存ガスが存在する場を対象に、幅広い透水性の岩盤について、透水係数などを効率的に測定する手法については、改善すべき点がある。

また、4.2 で述べたように、稚内層中には透水性を支配する割れ目（水みち）が存在することがわかっており、ボーリング孔を利用して水みちを同定し、透水量係数を算出する手法（流体検層）の適用性を検討した。

1) フローメータ検層、流体電気伝導度検層

ボーリング孔を利用して比較的透水性の高い箇所を把握し、地下水流動を規制すると考えられる水理地質構造とその透水特性を把握するためには、フローメータ検層及び流体電気伝導度検層などの流体検層が有効である。Fig. 4.7.3-1 にフローメータ検層（電磁式フローメータ検層）及び流体電気伝導度検層のイメージ図を示す。フローメータ検層は全孔で実施し、流体電気伝導度検層は一部のボーリング孔（HDB-6 孔及び HDB-11 孔）で実施した。

電磁式フローメータ検層は、検層ツールを一定の速度で下降上昇させ、フローチューブ内に組み込まれている電磁センサーにより孔内水の相対流速を測定する検層である。検層ツールの速度、相対流速、孔径情報を利用して孔内水の孔長方向の流速を連続的に計測し、流速の深度プロファイルから流入出箇所とその量を直接的に推定する。また、同時に孔内水温度と孔内水電気伝導度も測定する。

一方、流体電気伝導度検層は孔内水と地下水の電気伝導度の差を利用して地下水の流入箇所を間接的に推定する検層である。溶存成分濃度の高い（電気伝導度の高い）地下水の孔内への流入と孔内の地下水の移流拡散現象を解析することで流入箇所の特定と孔内流速を算定できる。孔内水を電気伝導度の低い脱イオン水に置換し、一定流量で揚水しながら検層ツールを一定速度で下降または上昇させ、孔内の電気伝導度を孔長方向に連続的に計測する。また、設定時間おきに数回繰り返し計測し、電気伝導度の時間変化を計測する。なお、電気伝導度検層では流出箇所の特定が困難であるほか、孔内水と地下水の電気伝導度の差が大きいことが条件となる。

後述の単孔式水理試験では試験区間の水理定数のみ取得できるのに対し、フローメータ検層などの物理検層は水理に関する情報を孔長方向に連続的に取得できることが特徴である。水理試験実施区間以外の透水係数ないしフローメータ検層などにより確認された水みちの透水量係数はフローメータ検層や流体電気伝導度検層から算定することが好ましい。しかし、ここで実施したフローメータ検層は孔壁の崩壊や掘削泥水の影響などを強く受けていることから、透水係数を算定することが困難であり、これらの影響を除去して透水係数を評価する手法や崩壊しやすい岩盤での検層技術の開発が今後の課題である。

2) 単孔式水理試験

地下水中に溶存ガスが存在する環境下では、水理試験時に溶存ガスの遊離に伴うデータ品質の低下を抑制することが課題となる。また、掘削水として泥水を使用する場合には、泥水の日詰まりによる透水性の低下を軽減することも重要となる。これらの課題に対応するため、試験方法の

検討及び、試験装置の改良を行い、その有効性を確認した⁸⁶⁾。

加圧あるいは注水による水理試験は、試験中の溶存ガスの遊離を抑制する有効な方法と考えられる。しかしながら、ボーリング孔掘削時に泥水を使用する場合は、試験時の注水により泥水が岩盤中に浸入し、透水性の低下が生じる可能性がある。一方、減圧あるいは揚水による水理試験は泥水による目詰まりの影響を低減することができるものの、過剰な減圧あるいは水位低下により、試験区間内での溶存ガスの遊離を引き起こす可能性がある。これらのことから、減圧あるいは揚水を基本としつつ、試験影響範囲の小さな試験から大きな試験を順次行う手順で試験を実施し、各試験でのガスの遊離状況を確認しつつ、次段階の試験での減圧または水位低下量を設定することにより、試験データの品質を担保することが可能となった。試験手順の一例を Fig. 4.7.3-2 に示す。

また、溶存ガスを含む地下水環境下で揚水試験を実施した場合、減圧に伴い溶存ガスが遊離するため、地上に排出される流体はガス／水混合状態となる。そのため、水理試験装置には、ガス／水混合状態においても一定量の流体のくみ上げが可能な地上駆動型ポンプを採用した。このポンプは最下部にシール性を有していることから、閉鎖区間内でのガスの遊離を抑制することができ、単相状態での試験が可能である。また、透水量係数及び透水係数を算出するために、地上部において揚水量及び遊離したガス流量を計測するためのガス／水セパレータ、容積式揚水流量測定装置、ガス流量計測装置を備えた (Fig. 4.7.3-3)。さらに、泥水中での試験が可能となるように、孔内部のバルブの耐久性の向上やオリフィスの径を大きくするなどの改良を行った。さらに、試験開始前に試験区間の泥水を清水に置換するための方法や孔壁の泥剤を除去する試験手順を検討するなどの水理試験手法の改善を行った²⁶⁰⁾。

3) 地表からの調査

i) 水文学的手法

水収支法による地下水涵養量は、対象流域にもたらされる降水量から河川流出高と蒸発散量を差し引くことで算定することができる。これまでに地下水涵養量を推定するために水収支法による表層水理観測を実施した例として、中部地方での観測^{261),262)}等があるが、幌延地域のような寒冷地においては、冬期の降水が積雪の形で地表に一時貯留されることや、土壤凍結により不浸透域が発生するなどの特有の現象があり、同じ手法が適用可能かどうかを検討する必要がある。例えば、冬期の降水は主に積雪が融解して地表に供給されるので、積雪・融雪量の把握は夏期の降雨量同様に（あるいは量的にはそれ以上に）重要となる。よって降雪量が過小評価されないように、通常の雨量計だけではなく積雪深と積雪密度を調査する必要がある。また、冬期に積雪表面からの蒸発があると降雪量が有効降水量ではなくなるため、その大きさを把握し、積雪面蒸発量が無視しうるかどうかの確認も必要である。

以上を考慮し、降水量の調査については転倒ます型といっすい式の 2 種類の雨量計を導入するとともに積雪深計、積雪重量計を設置し、それらを比較・検討することで積雪期、非積雪期における降水量を算出した。また、河川流出高の調査については、非結氷期には圧力計による河川水位の連続観測を実施し、河川流量観測により得られる水位と流量の関係から流量を算定するが、結氷期には管路流となり流量が低下し水位と流量の関係を算定することが困難となることから、1 週間から 10 日程度毎に河川流量観測を行い、直接流量を求めた。

また、研究所設置地区及びその周辺の流域特性として、積雪寒冷地でかつ牧草地と森林が混在していることが挙げられるが、このような流域における蒸発散量推定手法の適用性についても検討した (Table 4.7.3-1)。その結果、牧草地には水面や粗度の小さい地表面に対して利用できるペンマン法^{263),264)}（非積雪期）及び水面や積雪面からの蒸発散量の測定に有効とされるバルク法

265),266) (積雪期) の適用性が高いことがわかった。また、広葉樹林では樹冠上の蒸発散量を算出可能である傾度法^{264),267)}及びボーエン比熱収支法²⁶⁸⁾の適用性が高いといえる。また、蒸発計による測定は簡便に蒸発散量の目安を得ることができるが、凍結により冬期の観測ができないため、現在は観測を実施していない。

バルク法、ペンマン法、ボーエン比熱収支法、傾度法、ハーモン法、ソーンスウェイト法で算出した 2004 年 11 月 25 日～2005 年 12 月 31 日までの月別蒸発散量を Fig.4.7.3-4 に示す。図には、開進地区において 1990 年～1999 年に実施した蒸発計による蒸発量実測値の夏期における月毎の平均値も併せて記入している。蒸発計による測定値は水面からの蒸発量を表しており、通常は広域面からの蒸発散量よりもかなり大きくなるが、蒸発量や植生地からの蒸発散量の目安を得ることができるものと考えられる。その他に北進の気象観測所の月平均気温、平均風速、降水量とも合わせて比較した。

Fig. 4.7.3-4 によると、経験式であるハーモン法、ソーンスウェイト法については、双方はよく似た経過を示しているが、バルク法 (積雪期) + バルク法 (非積雪期) については 2004 年 7 月～9 月や 2005 年 5～7 月などは他の手法とやや違う傾向を示している。これはバルク法が風速の関数であり、風速の効果に大きく依存することが影響しており、北進の風速が夏期に弱く、春～初夏にやや大きい傾向を示していることが要因と考えられる。また、バルク法 (積雪期) + ペンマン法 (非積雪期) は風速の大きい時期にはやや大きい傾向を示しているが、おおむね経験式あるいは蒸発量の目安になると考えられる蒸発計による測定値に近い経過を辿っており、ペンマン法は夏期の蒸発散量の推定に有効であるものと考えられる。

森林帯における蒸発散量を推定する目的にあるボーエン比熱収支法と傾度法を比較すると、傾度法は夏期において他の手法に比べ極端に小さく、また葉が少なくなる冬期にかけてかなり大きな蒸発散量となる等、蒸発計による測定値と比較しても明らかに異なる傾向が見られる。

服部²⁶⁴⁾によると、傾度法の適用には大気の安定、すなわち熱的に中立で浮力の影響を受けないこと状態であることが重要であるため、大気が安定でない状況では蒸発散量の精度に影響があると言える。

一方、ボーエン比熱収支法では冬期や明け方などに発散を起こしやすいため、その補正を行うという条件下においては、経験式にかなり沿った結果であり、夏期間においても十分に適用できると考えられた。

ii) 地下水工学的手法

地下水工学的手法による地下水涵養量の調査では、発散ゼロフラックス面法を用いてその適用性の確認を行っている。発散ゼロフラックス面法とは、不飽和帯に拡張したダルシー則により、体積含水率の深度分布から求めた圧力水頭差と飽和・不飽和透水係数から飽和・不飽和帯のフラックス (水量) を算出する方法である。不飽和帯の圧力水頭を求める方法としては、テンシオメータを用いて土中水のサクション (負圧) を直接求める方法の他、土壌水分計を用いて体積含水率を測定し、室内試験によりその体積含水率に対応する圧力水頭の値を求める方法がある。幌延では、冬期に浅層部の土壌が凍結しテンシオメータによる測定が困難になること、また、浅層部の土壌は比較的高透水であると想定されていたことから、ヒステリシスの影響は否定できないものの、高透水性の土壌に対して有効である土壌水分計を用いて測定を実施している。計測地点は、HGW-1 近傍の 4 深度 (GL-0.7m, -1.3m, -1.8m, -2.3m) である。土壌水分計は、消費電力が少なく、塩分濃度による精度への影響が少ないことから ADR 土壌水分計 (ADR : Amplitude Domain Reflectometry 高周波領域誘電率法) を使用し、温度センサーを併置している。

地下水位、体積含水率、地温の測定結果を Fig. 4.7.3-5 に示すが、室内試験によって各深度の体積含水率に相当する飽和度を求めた結果、全ての深度でほぼ飽和状態となり、上述の発散ゼロフ

ラックス面法による地下水涵養量の測定は不可能となった。これは調査地点の地盤が、当初想定していたよりも細粒分が多く、透水性の低い土質であったためと考えられる。今後、土壌水分フラックスから地下水涵養量を推定するためには調査地点を変更するか、もしくはテンシオメーターを用いてサクション（負圧）を直接求める方法が考えられるが、上述のようにテンシオメーターの使用にあたっては冬期の配管の凍結の問題をクリアする必要があるなど、実施にあたっての課題は多く残されている。

iii) その他の調査

その他の水理地質に関する地表からの調査としては、河川水などの水質やトリチウムなどの同位体を天然トレーサーとして利用する手法や、浅層を対象とした電気探査による地下水位調査などがあるが、本計画では積極的に実施していない。

(2) 地球化学調査技術

地下水の地球化学特性の空間分布や水質形成プロセスを把握するためには、品質の管理されたデータの取得、そのデータに基づく地球化学的な解析を行う必要がある。データ取得から解析までの一連の調査・解析手順の中で、基礎となりかつ重要であるのは、地下水試料の品質管理、各種分析値の品質管理である。化学分析や同位体分析に係る品質管理手順については、JIS 法などで整備されているが、地下水試料自体の品質管理手法は整備されていないのが現状である。さらに、ボーリング孔内の原位置において pH、酸化還元電位などの値を測定する手法についても検討すべき項目が多い。

本項では、主として品質を管理して地下水試料を採取する手法について、第 1 段階の調査研究において適用した実績を基に取りまとめた。

1) 地下水の採取手法

堆積岩は一般に透水性が低いと考えられており、結晶質岩を対象とした調査のように、割れ目（帯）を含む区間から揚水する方法だけでは、揚水が不可能あるいは揚水時間が不十分であることなどから、地下水水質の空間分布を把握するためのデータ数が確保できない可能性が高い。また、堆積岩中に水みちとなる割れ目などが存在した場合、割れ目中を流れる地下水と、割れ目のない岩盤中の間隙を流れる地下水の両者について地球化学データを取得する必要がある。したがって、堆積岩中の地下水の地球化学特性を把握するためには、ボーリング孔から地下水を採取する手法とコアから間隙水を抽出する手法を組み合わせる必要があり、そのための手法の整備を行う必要がある。以下では、上述の二つの手法について検討した結果を述べる。

i) ボーリング孔からの揚水

稚内層及び声問層中の地下水中にはメタン、二酸化炭素などの溶存ガスが含まれている。ボーリング孔から水中ポンプを用いて揚水する際には、圧力の開放に伴い溶存ガスが地下水から脱ガスするために、溶存ガスの少ない地下水を揚水する際に用いるポンプでは、揚水することができないことがわかっていった。また、揚水試験により岩盤の透水量係数、透水係数を算出する際には、揚水量及び地下水から分離されたガスの量も必要である。揚水試験時にガスの量を測定する機能は、通常では揚水試験装置には備えられていない。これらの問題点を解決するために、揚水試験装置を改良し、調査に活用した(Fig. 4.7.3-3)。

一方、地下水から溶存ガスを脱ガスさせることは、地下水水質を変化させることになり、透水量係数、透水係数のデータ品質を向上させると、地下水水質に関するデータの品質が低下することになる。この点が、揚水試験を活用して地下水の採水を行う場合の短所となる。しかし、透水係数などの水理学的なデータと地球化学的なデータを同時に同一の深度で取得することは、水理地質構造モデルの構築、地下水流動解析結果の妥当性を検討する際には、非常に有効となる。ま

た、調査期間の短縮、調査費用の削減などボーリング調査計画全体の合理化には重要になる点でもある。ただし、ボーリング孔ごとに優先すべき調査項目が異なることから、長時間をかけて原位置で pH などを測定することを優先する、短時間で塩分濃度の深度分布を把握する、といった目的に応じて、採水手法を使い分ける必要がある。1 本のボーリング調査において、全ての調査について満点を取ることは考えてはいけないということである。

ボーリング孔からの揚水を計画している場合には、既存情報を用いた調査結果を基に、地下水水質を推定し、掘削に使用する水の水質を決定する。掘削作業中に掘削水の水質に大きな変化がないことを確認するために、1 回/時間の頻度で水質分析 (pH、電気伝導度、主要化学成分) を行う。同時に、掘削水に添加するトレーサー物質 (今回の調査では、ナフチオン酸ナトリウム濃度) の分析を実施する。揚水試験中には、揚水流量に応じて 1 回/時間～1 回/2 時間の頻度でナフチオン酸ナトリウムの濃度測定を行う。ナフチオン酸ナトリウム濃度の測定時には、主要化学成分濃度の測定も実施する。ナフチオン酸ナトリウム濃度が 0.1 mg L^{-1} 以下となった時点で、主要化学成分、各種同位体、溶存ガス、微生物分析用の試料を採取する。この方法では、脱ガスはするものの、数十～数百リットルの試料採取が可能であることが長所である。

ii) コアからの間隙水の抽出

コアからの間隙水の抽出は、堆積岩中の間隙を流れる地下水（ここでは、間隙水と呼ぶ）が対象となる。間隙水を利用した調査はこれまでに広く行われてきており、取得したデータを用いて地球化学解析を行う際には、以下の点に留意する必要があることが指摘されている²⁶⁹⁾。

- ① ボーリング掘削中の掘削水のコアへの浸透
- ② コア保管中の乾燥などによる水-岩石反応系の変化
- ③ 抽出操作中の間隙水の酸化や脱ガス、圧力・温度の変化による間隙水水質の変化
- ④ 抽出に使用する機器などの構成材料による汚染
- ⑤ 抽出操作中の同位体や元素の分別反応による間隙水水質の変化
- ⑥ 抽出される間隙水が少ない場合の化学分析の誤差

本調査においても、上記の項目について影響がないように手順や装置の改善を行った。例として、⑤について検討した結果を以下に述べる。なお、以下の成果は、電力中央研究所との共同研究により得られたものである。

コアを用いた間隙水の抽出には、Fig. 4.7.3-4 に示す間隙水抽出装置を使用した。本装置は、木方ほか¹⁰⁵⁾により報告された装置と同等の能力を有する一軸圧縮式の注水装置 (誠研舎製) であり、最大 70MPa の軸圧で圧縮し、1 試料あたり 5～20ml の間隙水を採取した。抽出時の圧力が間隙水の水質に与える影響を評価するために、抽出圧を段階的に上げ、抽出された間隙水の水質の分析を行った。その結果、抽出圧を高くすると徐々に間隙水中のナトリウムイオン、塩化物イオン濃度が低下することがわかった (Fig. 4.7.3-5)。水素・酸素同位体比は抽出圧によらず、一定の値が得られた。また、抽出処理前の認められた間隙が、抽出後には認められなかった。この水質の変化は、鉱物への吸着水や鉱物の層間水 (低塩分濃度の水) が抽出されたことが原因と考えられる²⁷⁰⁾。

上記の結果から、抽出圧と間隙水の水質の関係の測定結果が、間隙水水質分析データの品質管理のためのバックデータとして必要不可欠であるといえる。

iii) ボーリング孔からの揚水と間隙水の分析結果の比較

前述のとおり、ボーリング孔からの揚水と、コアから抽出する間隙水は、異なった起源、水質など地球化学特性を持つ可能性が否定できない。さらに、間隙水抽出時には、コアの酸化により硫酸イオンといった化学成分濃度が見かけ上高くなる可能性もある。このことを確認するために、ボーリング孔から揚水した区間のコアから間隙水を抽出・分析し、ボーリング孔からの揚水の水

質と比較した。さらに、コアの酸化の影響を確認するために、コア採取から抽出まで数週間放置した場合（HDB-1 孔）、コア採取後直ちにワックス固化した場合（HDB-11 孔）で、間隙水水質を比較した。また、一部の試料について、コアの整形作業及び抽出作業を全て不活性雰囲気下で実施し、大気中で作業を行った場合と比較を行った。今回検討を行った HDB-1 孔と HDB-11 孔で取得した結果を Fig. 4.7.3-6 に示した。まず、HDB-11 孔においては、ボーリング孔からの揚水と間隙水の水質の間には、濃度が桁で異なるような差は認められていない。

HDB-1 孔では、ほとんどの試料で間隙水の硫酸イオン濃度が高くなっている。一方、HDB-11 孔では、間隙水の硫酸イオン濃度が若干高くなっているものの、HDB-1 孔と比べると低い。これは、HDB-1 孔ではコアを採取後間隙水の抽出までの間、大気中に保管したことにより、岩石中の黄鉄鉱などの硫化物が酸化されたことと、間隙水抽出時の酸化により硫酸イオンが選択的に抽出されたことによるものと考えられる。このことから、コアを採取した後直ちに間隙水を抽出することにより HDB-11 孔のように硫酸イオンの溶出を低減できると考えられる。

地層水と間隙水の水質の主成分解析の結果を Fig. 4.7.3-7 に示す。この図では、第 2 主成分を規制している要因は硫酸イオン濃度であり、HDB-11 孔のデータに比べ HDB-1 孔のデータの方が第 2 主成分に影響している結果となっている。コアの酸化による硫酸イオンの増加を考慮しない場合には、声間層・稚内層中の地下水の水質は硫酸イオン濃度で特徴づけられることとなり、主成分分析によっても誤った解釈をもたらすこととなる。

以上より、地下水の地球化学調査においては、データの品質管理が調査の基本であり、最も重要であることが、現場調査を通じて改めて確認された。

2) ボーリング孔を利用した原位置地球化学特性調査技術

上述のように、ボーリング孔から揚水した場合、脱ガスや酸化により、地下水の水質が変化する短所がある。この問題を解決するために、原位置における物理化学パラメータ測定機器と、地下深部の圧力を保持した状態で地下水を地上に採水できる技術を構築した²⁷¹⁾。

i) 原位置における地下水の物理化学パラメータ測定装置

本装置の検討にあたっては、揚水試験装置(Fig. 4.7.3-3)と組み合わせて使用する、ベントナイト泥水が孔内に残留していることを前提し、既存の技術の組み合わせにより検討を行った。本装置の主要部分である、物理化学パラメータ測定装置については、深度 1,000m 程度までの耐圧性能、計測項目及びメンテナンスの容易さを条件として選定を行いイタリアで開発された Idronaut s.r.l.製 OCEAN SEVEN 303 Probe を選定した(Table 4.7.3-1)。

調査に適用した結果を Fig. 4.7.3-8 に示した。pH と Eh については、地上と原位置の計測結果は、pH が 6.8 (地上) と 6.2 (原位置)、Eh が 160mV (地上、金電極)、-60mV (地上、白金電極)、-166mV (原位置) と異なる結果が得られた。それ以外の計測項目については、地上と原位置でほぼ等しい値を示した。地上で計測した pH が原位置に比べ高くなる要因として、地下水中の二酸化炭素が脱ガスすることにより、地上で測定した pH が高くなると考えられる。Eh については、微量の酸素の混入のために、地上の測定値が高くなっていると考えられる。

ii) 原位置封圧採水装置

既存の原位置での地下水の採水では、容器中の圧力と原位置の水圧の差を利用して容器中に地下水採水を行っている。この方法では、短時間ではあるものの、地下水採水時に採水区間の水圧低下を生じる。このとき、圧力の低下により溶存ガスが脱ガスし、ガスを容器内に過剰に採取する可能性がある。地下水中の溶存ガス量を把握するためには、地下水採水時に原位置において圧力低下を生じない工夫が必要である。さらに、水圧低下を防止するための採水容器は、その容器をボーリング孔内で降下させる際に、容器内部と孔内水の接触を避けることができなかったため、

別の採水容器を製作した。これらの容器については、深層ボーリング調査に活用し、地下水中の溶存ガスや微生物に関するデータの取得を行った。

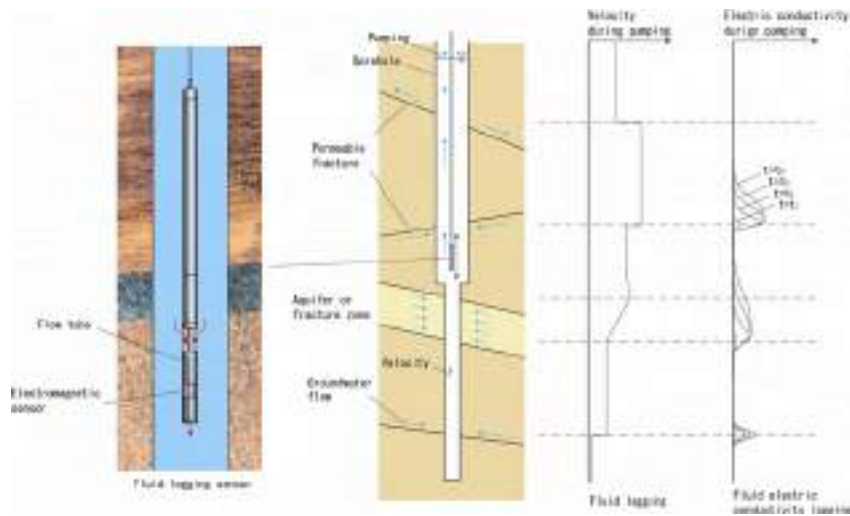


Fig. 4.7.3-1 Image of fluid logging and fluid electric conductivity logging

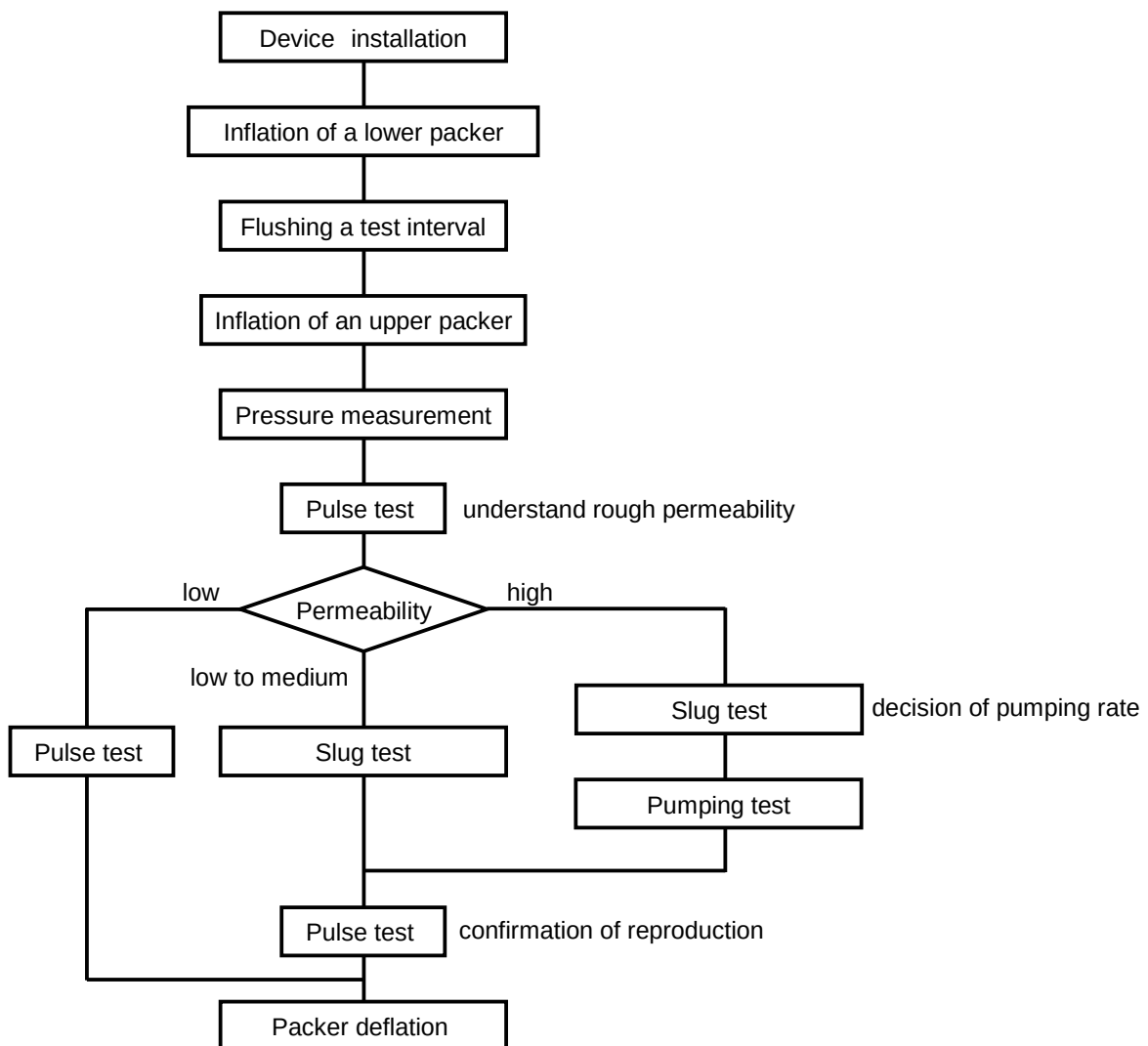
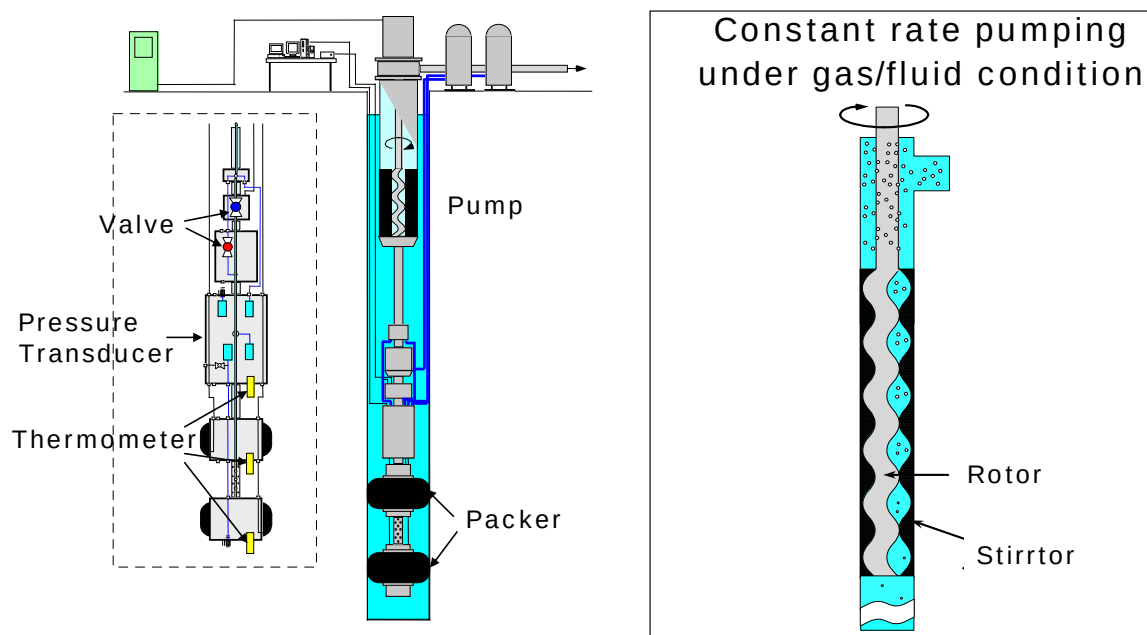
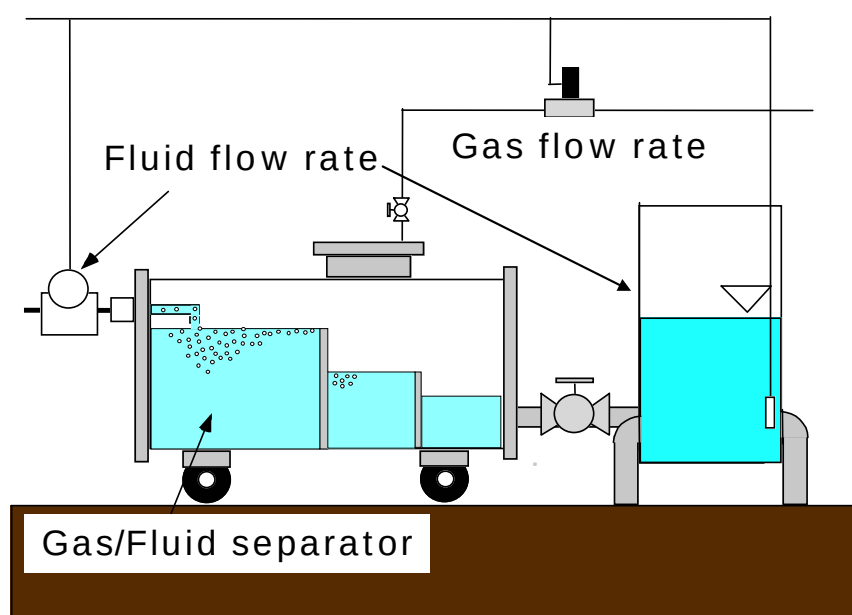


Fig. 4.7.3-2 Sequential method for hydraulic packer test



(a) down-hole equipment



(b) Surface equipment

Fig.4.7.3-3 Schematic of hydraulic test equipment

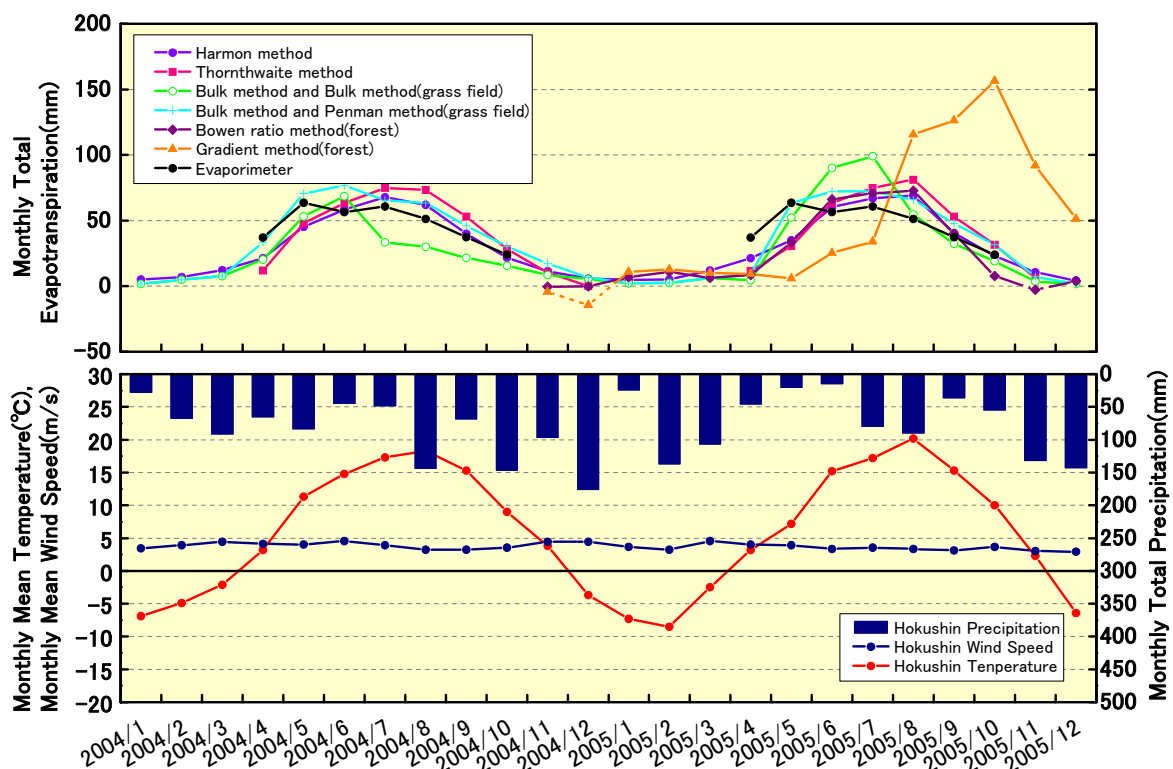


Fig. 4.7.3-4 The comparison example of the evapotranspiration by each method (Broadleaf forest)

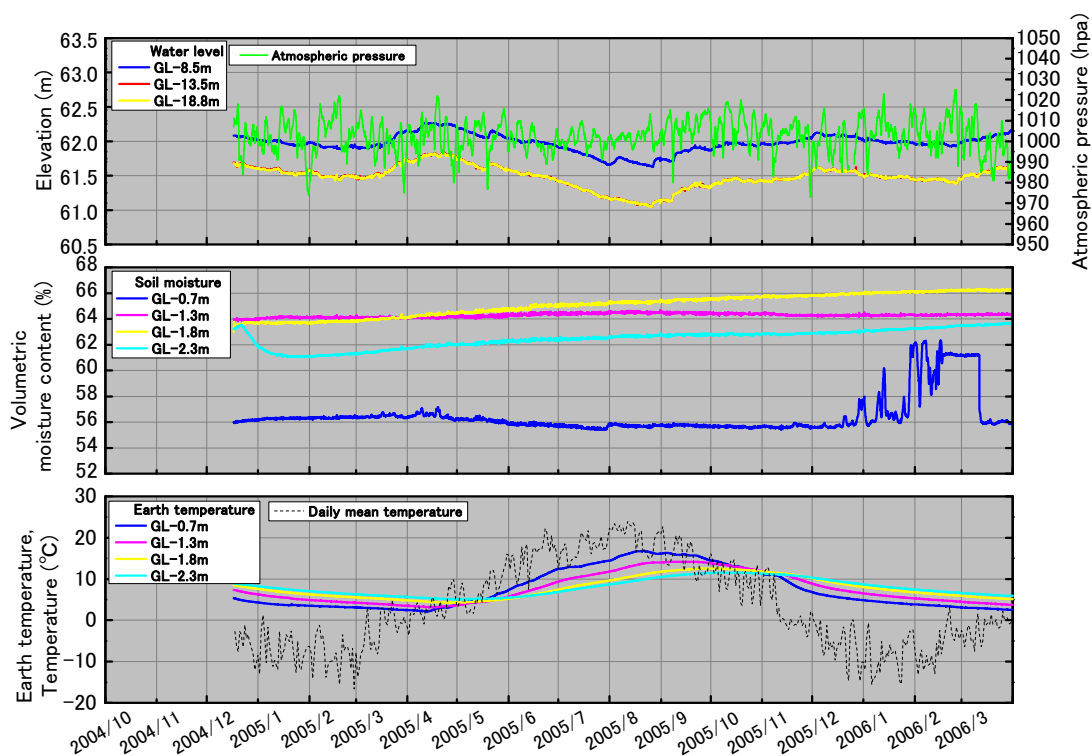


Fig. 4.7.3-5 Groundwater level & Soil moisture observation results

Table 4.7.3-1 Applicability of Evapotranspiration calculation technique

Evapotranspiration calculation technique		① Penman method	② Gradient method	③ Bowen ratio heat balance method	④ Bulk method	⑤ Eddy Correlation Method	⑥ Thornthwaite method	⑦ Harmon method	⑧ Pan evaporation
decision item	a) data management	○	△	○	△	×	○	○	○
	b) data acquisition	△	×	×	△	△	○	○	○
	c) effect of the landform	○	○	△	○	×	○	○	△
	d) measurement in the winter	×	○	○	○	○	○	○	×
	e) maintenance	○	○	○	○	×	○	○	○
	f) applicability in the forest	×	○	○	×	○	×	×	△
	g) applicability in the grass field	○	○	○	×	○	×	×	△
	h) applicability in the snow surface	×	×	×	○	×	×	×	×
evaluation	applicability evaluation to forest	×	○	○	×	△	×	×	△
	applicability evaluation to grass field	○	△	△	×	△	×	×	△
	applicability evaluation to snow surface	×	△	△	○	△	△	△	×

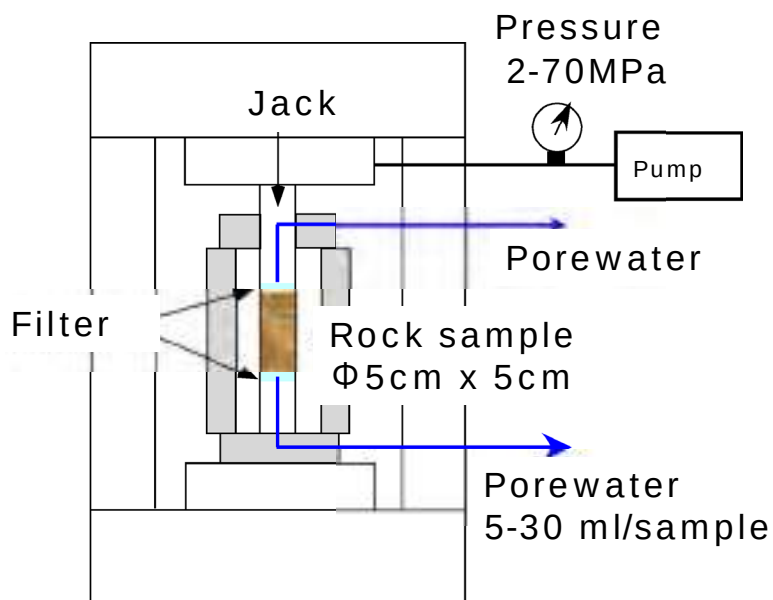


Fig. 4.7.3-6 Equipment for porewater squeezing

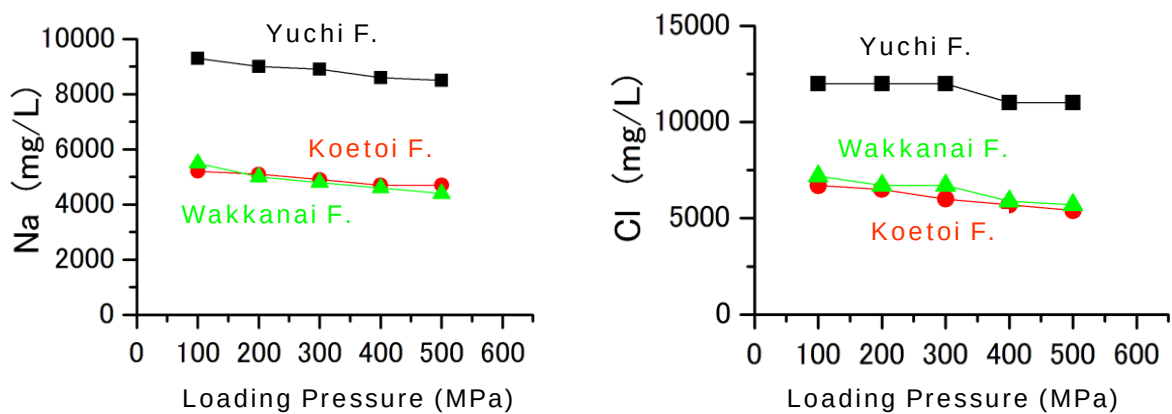


Fig. 4.7.3-7 Relation between loading pressure and porewater chemistry

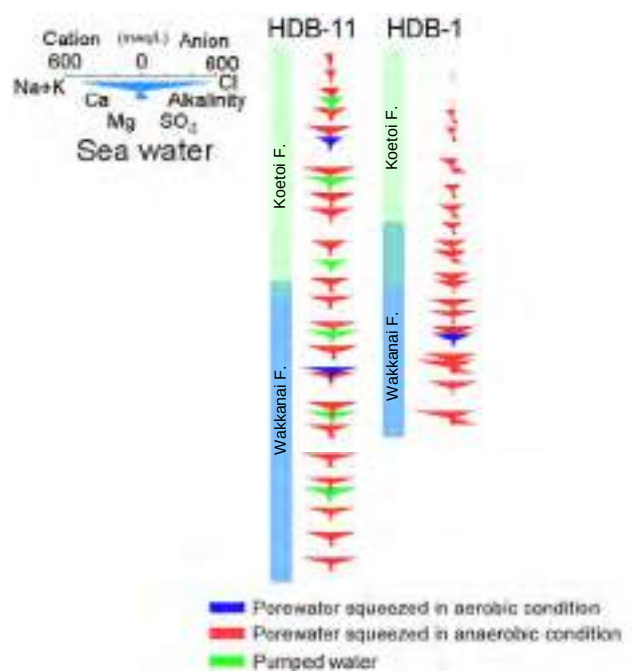


Fig. 4.7.3-8 Chemistry of pumped water and porewater

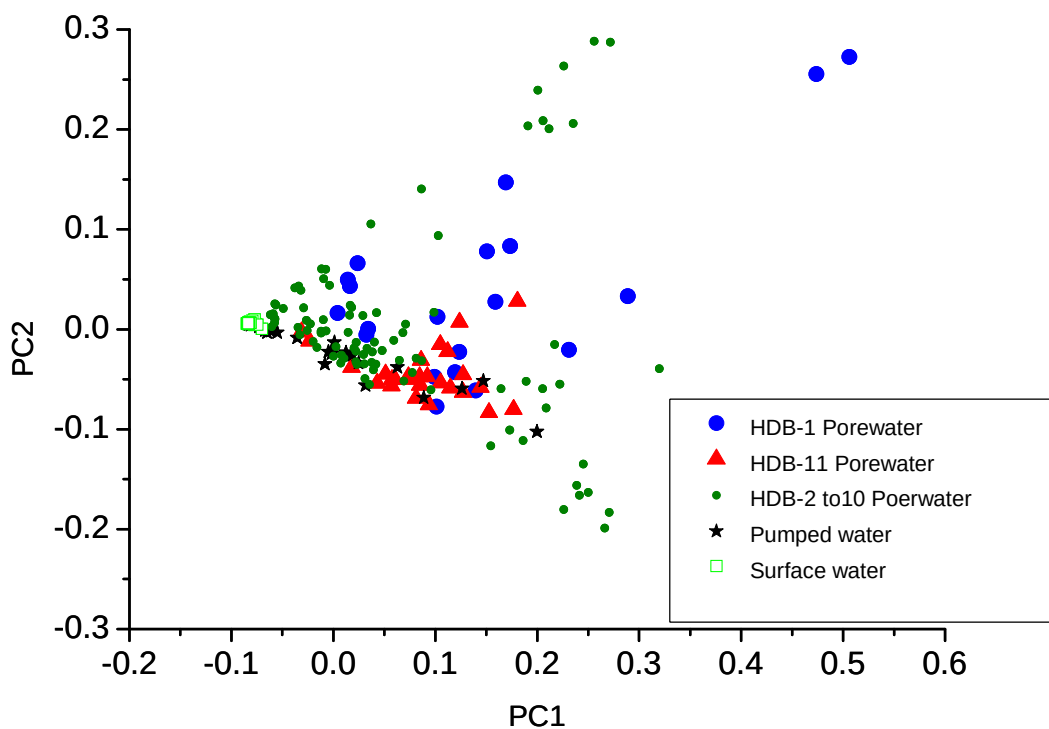


Fig. 4.7.3-9 Result of principal component analysis

Table 4.7.3-2 Specification of in-situ chemical probe

Item	Specification		
	Range	Accuracy	Resolution
Temperature	-1~49°C	0.02°C	0.004°C
Pressure	0~1500dbar	0.25% F.S.	0.1dbar
pH	0~14	0.05	0.01
Eh	-1000~1000mV	10mV	1mV
EC	0~62mS/cm	0.02mS/cm	0.004mS/m
DO	0~50ppm	0.1ppm	0.01ppm

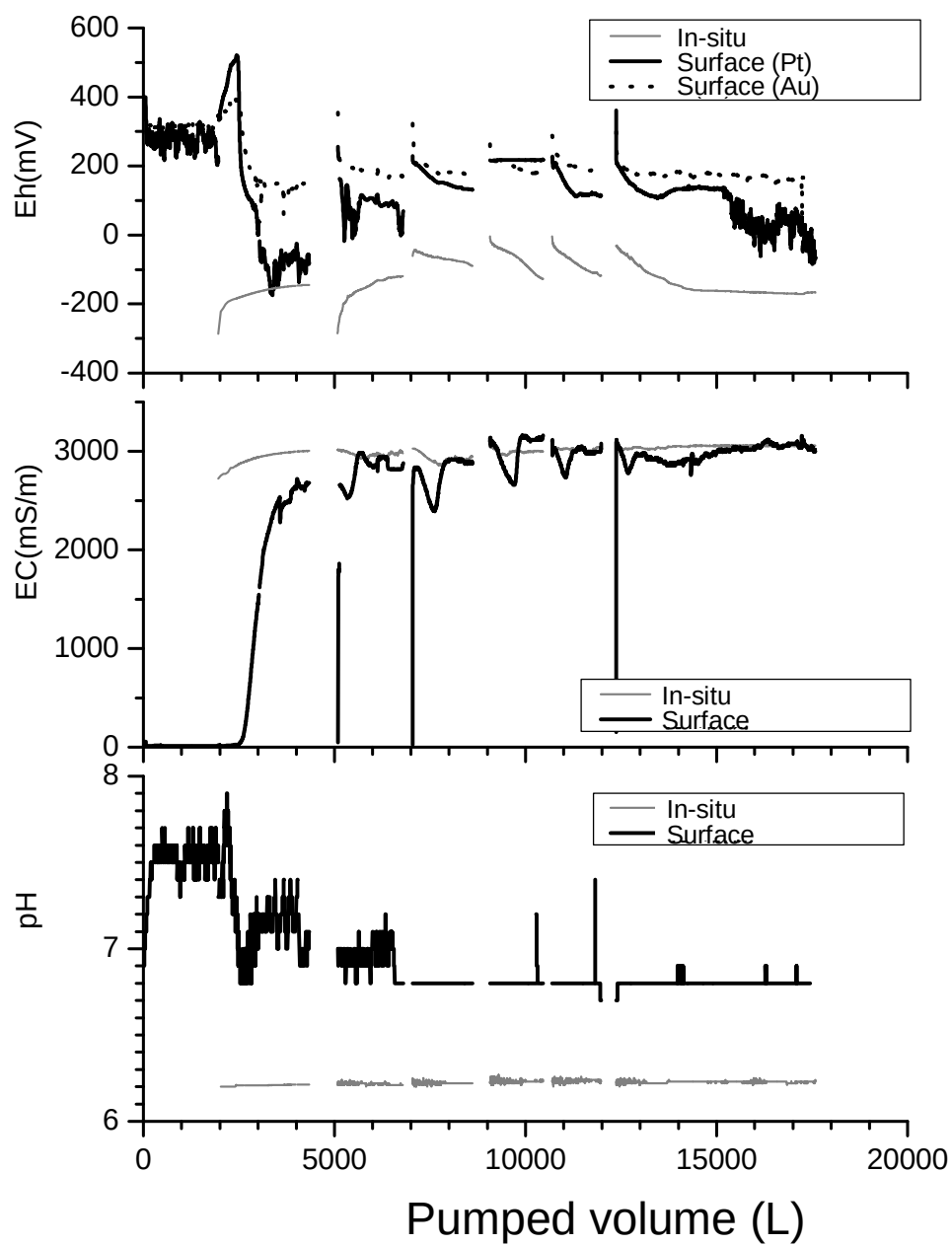


Fig. 4.7.3-10 In-situ measurement of physico-chemical parameter

4.7.4 岩盤力学調査技術

岩盤力学に関する調査は、これまでの資源・土木工学分野で開発されてきた既存の技術を用いて実施している。以下に、堆積軟岩における調査という観点から、適用した調査技術の有効性について示す。

(1) 原位置岩盤及び岩石の物性を評価するための技術

岩石物性の評価は、4.4 で述べた理由により国内外で標準化されている一般的な試験手法を適用した。これにより、取得されるデータの品質については一定のレベルが保たれるため、幌延以外の他の場所で実施している試験結果との直接的な比較が可能となり、そのメリットは極めて大きい。しかし、調査対象岩盤が塩水環境下にあること、非常に有効空隙率の大きい堆積軟岩であること、ボーリング孔などの鉛直深度が数 100m と深いことから、ボーリング時に採取したコアを使用することについては、以下のような問題が想定された。

- ① ボーリング時の応力解放により、コアに微細な割れ目が発生することで、岩石の力学物性に影響を及ぼす。
 - ② 塩水環境下で安定して存在している岩石であるため、室内試験時に用いる飽和のための水の組成が異なる場合、それが岩石の力学物性に影響を与える。
 - ③ スレーキング耐性は高いが、有効空隙率が非常に大きいため短時間でコアが乾燥する。この変化が岩石の力学物性に影響を与える。
- 以上の問題のほか、調査研究を進めていく上での以下のような問題が生じてきた。
- ④ 常に同じ試験装置が使われる訳ではないため、その制約から供試体の大きさを一定にすることが困難である。
 - ⑤ 非常に多孔質だが低透水性である、あるいは砂岩系の岩石であるため、ひずみゲージを供試体に直接接着して変形を測定することが困難な場合がある。

上記の問題点のうち、①は、サンプリング時の応力解放の影響を許容した上で、室内試験に用いるコアの採取時に注意を払うことで対応した。その他の項目については、室内試験結果の信頼性を保証する観点から、以下のような試験を実施した。

① 飽和水の違いが岩石の力学物性に与える影響に関する試験

力学試験は通常の一軸圧縮試験であるが、その前段となる岩石供試体の飽和時に使用する水として、ボーリング調査時に掘削水として使用していた水井戸の水と原位置採水試験で採取した地下水の 2 種類を用いて試験を実施した。岩石供試体は、原位置採水試験位置近傍から採取したものをを用いた。Fig. 4.7.4-1 に試験結果を示す。この結果から、塩水環境下にある岩石を塩分を含まない水で飽和した場合は、特に圧縮強度が低下する可能性があることが示唆された。なお、この試験以外の室内試験は、原位置地下水ではなく水井戸の水あるいは蒸留水などで飽和していることから、得られた力学特性は原位置の岩石が有するそれよりも低めに評価されていると思われる²⁷²⁾。

② 乾燥に伴う岩石の風化に関する試験

スレーキングのような短時間の乾湿繰り返しではなく、長期間乾燥が進む状態を想定した岩石の劣化に関する室内試験を実施した。試験は、声間層・稚内層からそれぞれ採取したコアを切り出し、電子天秤に載せた形で恒温室に放置するとともに、ある時間ごとに重量変化と弾性波速度測定及び目視観察を実施した。測定結果を Fig. 4.7.4-2 に示す。この結果から、両岩石とも乾燥は 10 時間までの時間で急激に進みそれに伴って弾性波速度の低下や亀裂の発生が生じることがわ

かった¹²²⁾。

③供試体の大きさの違いが岩石の力学特性に及ぼす影響

声間層・稚内層から採取したコアより大きさを変えた供試体（直径：高さの比は 1:2 に固定した形で、高さを変化させる）を作成し、一軸圧縮試験を実施した。その結果、今回変化させた範囲（直径：高さ＝5cm×10cm～直径：高さ＝2cm×4cm）では、岩石の力学特性にスケール効果は見られなかった。

④ LDT とひずみゲージによる変形測定と比較

土質力学の分野では、試験時の上下端面のベディングエラーに起因する試験誤差を解消する測定法として LDT と呼ばれる装置が開発・実用化されていた。ここでは、ひずみゲージを供試体中央部に接着することが困難な場合も想定して、珪質岩に対する LDT の適用性を把握するための比較試験を実施した。結果を Fig. 4.7.4-3 に示すが、LDT で計測されたひずみとひずみゲージによるそれはほぼ一致し、通常の室内試験においてはひずみゲージを接着できない場合も LDT で代替可能であることがわかった。

上記に加え、4.4.4 に述べたような試験時の載荷速度が、最も単純かつ影響が出やすいと思われる一軸圧縮試験結果に及ぼす影響についても調べており、0.1～0.002%/min 程度までの載荷速度の範囲内では、得られる結果にほとんど影響がないことを確認した (Fig. 4.7.4-4)。

以上のような結果から、今回の調査試験で適用した室内試験手法で得られた値は、原位置の岩石の力学物性に比べ、安全側でありかつ使用する供試体の大きさにかかわらず同一レベルで議論できるものと判断した。ただし、水分変化は岩石の劣化を招く大きな要因になることがわかったため、室内試験に供するコアは、掘削後水分変化がないような処置を施し一時保管するとともに、可能な限り早くサンプリングし試験を実施することに留意した。これについては、今回のボーリング調査で実施したコア保存方法（所定の観察をした後、ラップとパラフィンによって水分を保持する手法）が、長期保存の観点から有効であることを確認した。また、勇知層の砂岩のようなひずみゲージ測定が不可能なものについては、LDT による測定を実施し試験データを取得することができた。

以上の結果から、堆積軟岩と区分される岩石の室内試験は、既存の標準化された手法で十分対応可能と判断されるが、データの品質保証の観点からは調査対象となる場の地質環境や岩石が有する固有の物理的性質が力学物性に与える影響を合わせて検討することが重要と思われる。

上記のほか、地層処分において力学関連の重要な研究課題の一つである長期挙動研究に必要な岩石の長期挙動特性を把握するための室内試験法については、国内外においても未だ確立された方法論はない。このため、原子力機構は、巨視的観点からの岩盤の長期挙動に関する研究において開発・導入した空圧式一軸クリープ試験装置 (Fig. 4.7.4-5) を幌延の珪質岩にも適用し様々なパラメータの取得を試みた。その結果、珪質岩のクリープ挙動特性は、特に載荷初期の一次クリープの段階で国内の標準的な堆積岩試料である田下凝灰岩などと異なり、相対的に大きなクリープひずみが生じることがわかった (Fig. 4.7.4-6)。また、二次クリープにおけるひずみ速度などは、特に既往の研究結果と比較して大きな違いがないこと、三軸クリープ試験結果との比較から拘束圧による影響は載荷初期の剛性には影響を与えるもののその後のクリープ挙動はほぼ類似すること、最小クリープひずみ速度と破壊時間の関係は既往の研究の指摘と同様に傾き-1 の直線で表すことが可能であること (Fig. 4.7.4-7) などがわかった。また、珪質岩はある程度力学的異方性を示すことが分かっていたため、長期挙動特性に関する異方性も検討した。その結果、強度特性などと同様に鉛直方向については、他方向と比べクリープひずみが大きい可能性があること、クリ

ープ破壊が生じるひずみレベルは一軸圧縮試験で得られるひずみレベルに近いこと、などが示唆された(Fig. 4.7.4-7, 4.7.4-8)。

なお、室内試験手法としては、幌延の珪質岩が一軸状態ではかなり強度のばらつきが大きい岩石であるとの認識により、多段階クリープ試験法を適用した。それと従来実施されている一軸クリープ試験手法との関連性を検討するための比較も行った²⁷³⁾が、試験手法の確立までは至っていない。

一方、原位置岩盤の物性評価法としては、物理検層データのうち、密度検層と速度検層結果を用いた。速度検層によって得られた岩盤の P 波・S 波速度から動弾性係数と動ポアソン比を求め、原位置岩盤の剛性評価に用いた。

測定結果の一例を Fig. 4.7.4-9 に示す。室内試験結果を真に近い値としてみた場合、速度検層結果は、稚内層においては P 波・S 波とも室内試験結果と良く一致しているが、声問層では P 波は一致するものの S 波速度がコアの測定結果に比べ、倍程度の値を示した。一方、密度は、検層結果と室内試験結果は非常に良く一致した。この要因の一つとして考えられた弾性波速度の応力依存性に関する室内試験結果²⁷⁴⁾を Fig. 4.7.4-10 に示すが、結論として拘束圧の変化に伴う弾性波速度の変化は微小であり、先の違いを全て説明することはできない。これについては現在も検討中である。

これらの結果から、速度検層の一部についてはその定量値に疑問が残るものの、岩盤力学に関する調査研究において物理検層は非常に有効な手段となった。その理由は、調査対象となった声問層・稚内層が同じ珪藻起源の同時代に形成された岩盤であり、目視観察によって両岩相を識別することはほとんど不可能であったにもかかわらず、連続的に高解像度で取得された本計測データにより概念モデル構築に必要なゾーン区分のための比較検討を定性的にも定量的にも十分な精度で行えたことと、密度検層のように計測後速やかに結果が得られるデータを用いることで、他の調査などの位置を的確に決定することができたためである。また、結晶質岩と異なり、検層から評価される原位置岩盤物性と室内試験によるそれが良く一致することも、三次元領域のモデル化を少ない調査量で行う上では有利となる。

HDB-6 孔において実施した孔内載荷試験で用いた Solexperts 社製の測定システム (Fig. 4.7.4-11) も、大深度対応にもかかわらずコンパクトなシステムであること、等圧載荷型で堆積軟岩への適用も可能な一方で、3 方向に変位計を有しており試験中の変形の異方性もある程度評価できることなどの点で有効なシステムであった。

(2) 原位置岩盤の応力状態を評価する技術

原位置岩盤の応力を測定する手法としては、大深度の鉛直下向きボーリング孔であり孔内水が常に存在する環境であったことと、既往の研究結果から主応力方向の一つが鉛直方向と一致すると仮定することが可能であったことから、水圧破碎法を適用することとした。

最初のボーリング調査であった HDB-1, 2 孔では、東濃鉦山における堆積岩中のボーリング孔や正馬様用地の花崗岩中のボーリング孔で適用実績のあったワイヤーライン方式の水圧破碎法による応力測定システム²⁷⁵⁾を適用した。このシステムは、応力測定を精度良く実施するために開発されたものであり、プッシュプルバルブという機構によって 1 本のラインでパッカー区間と水圧破碎区間への注水・排水が行えることと、ボーリング孔壁とのクリアランスをできるだけ小さくすることで少ない流量での破碎が可能となっていること、ワイヤーラインであるため、ロッドによる破碎システムに比べ測定に要する時間が短いなどの特徴を有するものである。

当初、本システムによる原位置での水圧破碎は 3 深度を計画していたが、結果として 2 深度のみ測定した。これは、本システムによる測定実施時に、プッシュプルバルブの動作不良やパッカ

一等の破裂などによる孔内抑留が頻繁に見られたためである。これらのトラブルは、掘削水が泥水であった場合に本システムの構造上不具合が生じること、測定位置が軟質な堆積岩盤の深部であり時間経過に伴う孔壁周辺の変状が生じやすいこと、ワイヤーラインシステムでは抑留時の回収のための引張力が不足することが主な原因であった。今後の調査において、これらの問題は不可避であったため、HDB-3 孔以降の水圧破碎法による応力測定では、ロッド方式の TAM 社製の水圧破碎システム (Fig. 4.7.4-12) を用いることとした。その結果、初期応力測定に伴う上記の問題はほぼ解消され、測定は計画通り実施できた。ただし、ボーリング時の圧力解放により溶存ガスがバブル化した場合、本システムにおける測定に影響を及ぼす可能性があることに留意する必要がある。

一方、ボーリング調査時には、Fig. 4.7.4-13 に示すようなボアホールブレイクアウトと思われる現象が生じていることが HDB-1, 2 孔調査時より確認されていた。この現象からも、原位置の初期応力を推定することが可能である。解析理論の詳細は省略し、ここではボアホールブレイクアウトから評価した応力値と水圧破碎法で測定した実測値の比較のみを示す。

Fig. 4.7.4-14 より、ボアホールブレイクアウトから推定した最大主応力値は、原位置測定結果より若干小さい値を示すものの、定性的な傾向は良く一致している。また、ボアホールブレイクアウト現象は、大曲断層西側領域のボーリング孔の深度 300m 付近より声間層・稚内層を問わず連続的に生じているが、大曲断層東側の領域ではほとんど見られない。岩盤物性に関しては、大曲断層東側においてはより浅部より稚内層が出現するものの物性値そのものに違いはほとんどないことから、この差は断層東西の応力状態の違いを表していると解釈することができる。この解釈の妥当性は、大曲断層東側に掘削した HDB-10 孔の孔底部に設けた裸孔区間 (深度 500-550m) において孔壁に変状がなく安定していることから裏づけられる。これらの結果は、ボアホールブレイクアウト現象が原位置岩盤中の水平面内の主応力方向の評価や応力場の定性的な評価において有用なデータとなることを示している。

一方、水圧破碎法による応力測定は、本来、割れ目のない区間で実施することが測定データの信頼性を担保する上で非常に重要である。その条件とボアホールブレイクアウトの発生は、相反する要素であるが、本調査ではあえて水圧破碎法による応力測定をボアホールブレイクアウトが生じている区間でも実施した。これは、現在の水圧破碎法による応力測定結果の解析は、初生割れ目の発生圧力となるブレイクダウンプレッシャーを用いず、発生した割れ目の再開口圧力 (リオープニングプレッシャー) と割れ目の閉塞圧力 (シャットインプレッシャー) を使って応力値を算出するため、ボアホールブレイクアウトのように孔壁近傍にのみ損傷が限定される場合は、それ以深まで水圧破碎の人工亀裂が到達すれば結果として割れ目のない区間でのリオープニングプレッシャーに近い圧力が計測可能と判断したことと、ボアホールブレイクアウトが生じることにより水平面内の主応力方向を既知とみなして評価できることによる。

原位置岩盤中の応力状態は、調査対象となる場所ごとに異なるため、それによって生じる現象も様々である。したがって地上からのボーリング調査では、それぞれの場所で生じる現象を考慮しつつ、柔軟に対応することが重要となる。

原位置岩盤の応力を測定する手法としては、前述した原位置測定手法のほか、岩石コアを用いた測定手法がある。4.4.2 に述べたように、ボーリング調査実施前は原位置での測定が困難になる可能性も想定していたことから、ここでは東濃鉱山などでこれまで多数の測定実績を有していた AE 法の適用を試みた。しかし、結果として AE 法による初期応力測定は困難であることが明らかとなってきた²⁷⁶⁾。これは、これまで本手法を適用してきた地質環境に比べ、新第三紀堆積岩であるものの珪質岩という岩石が有する固有の性質の影響や、地下水中に含まれる溶存ガスの気化の影響など新たな問題を解決するに至っていないことが一つの要因と考えられる。このほか、

ASR 法や DSCA 法といった手法の適用も試みた。ASR 法は、掘削直後からコアで生じる応力解放に伴う微小変形を測定し、応力値や方向を推定する手法であるが、掘削直後から計測を開始しなければならないことと、測定場所周辺の環境を一定に保つ（特に温度）ことが測定精度を保障するために必要であること、先に述べたような溶存ガスの気化の問題などがあり、ここではその適用性を評価するに至っていない。

一方、DSCA 法は、その解析理論の仮定（応力解放によってマイクロクラックが生じ、それが再載荷時に閉じていく）が、珪質岩のような堆積軟岩の応力解放時の挙動と必ずしも一致しない面はあるものの、少なくとも比較的硬質である稚内層の岩石に対しては、同手法によって三次元主応力を評価しうること（Fig. 4.7.4-15）²⁷⁷⁾、AE 法よりも相対的に原位置応力測定結果に近い値を得ることができる（Fig. 4.7.4-16）ことがわかった。これは、岩石コア中の層理面が応力解放によって開口するという挙動が、マイクロクラックの発生という挙動と類似していることも一つの要因として考えられる。

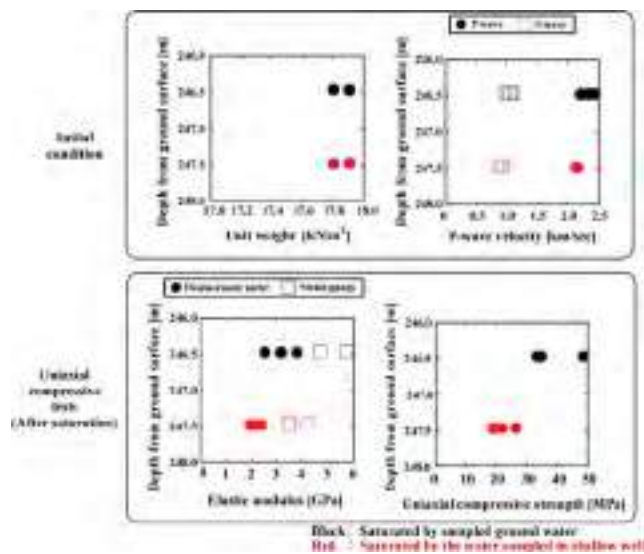


Fig. 4.7.4-1 Results of laboratory tests saturated by different water

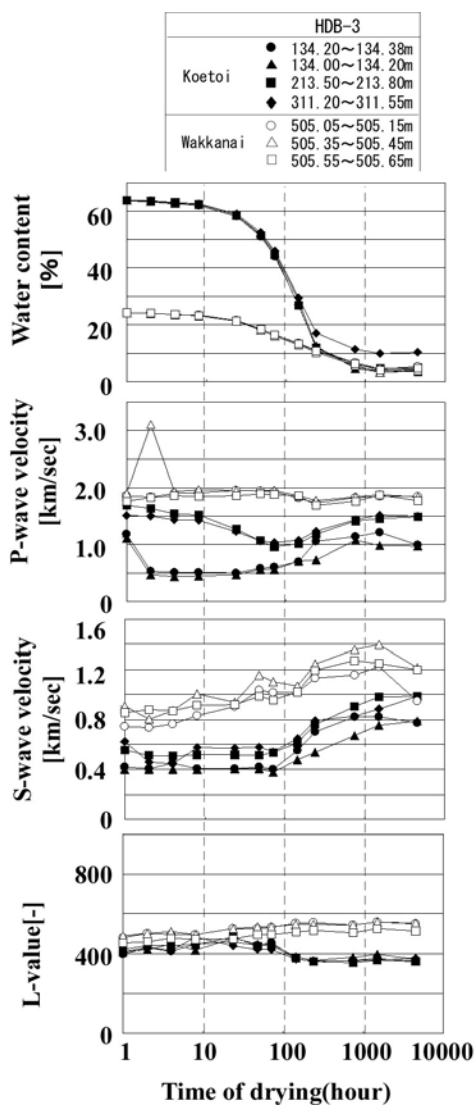


Fig. 4.7.4-2 Variation of the mechanical properties by drying

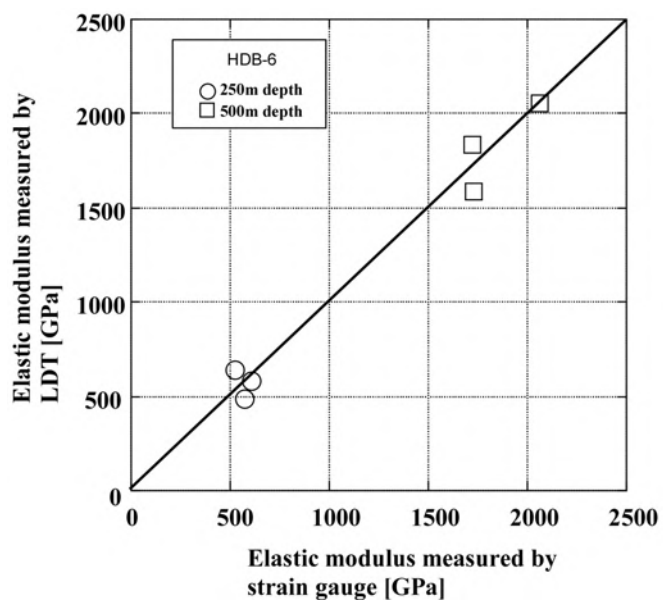


Fig. 4.7.4-3 Comparison of the elastic modulus measured by LDT and strain gauge

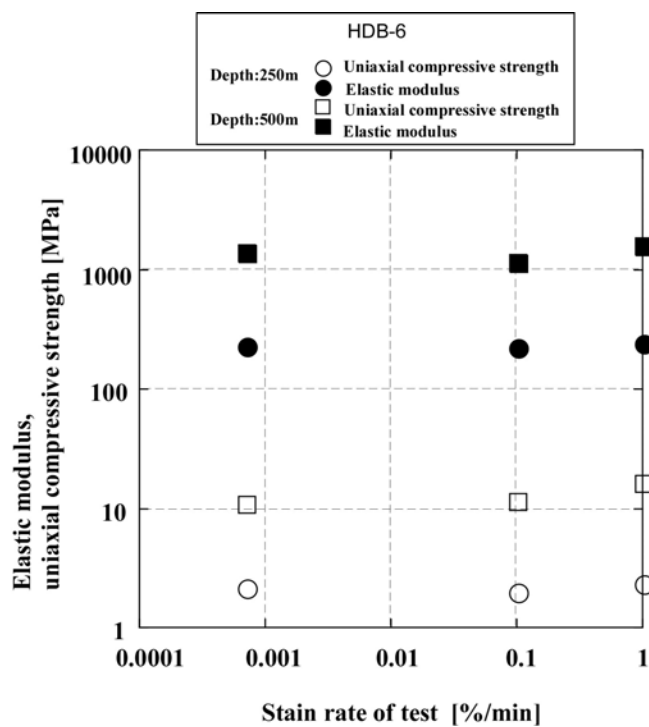


Fig. 4.7.4-4 Results of uniaxial compressive tests with different strain rate



Fig. 4.7.4-5 Test equipment for uniaxial creep test

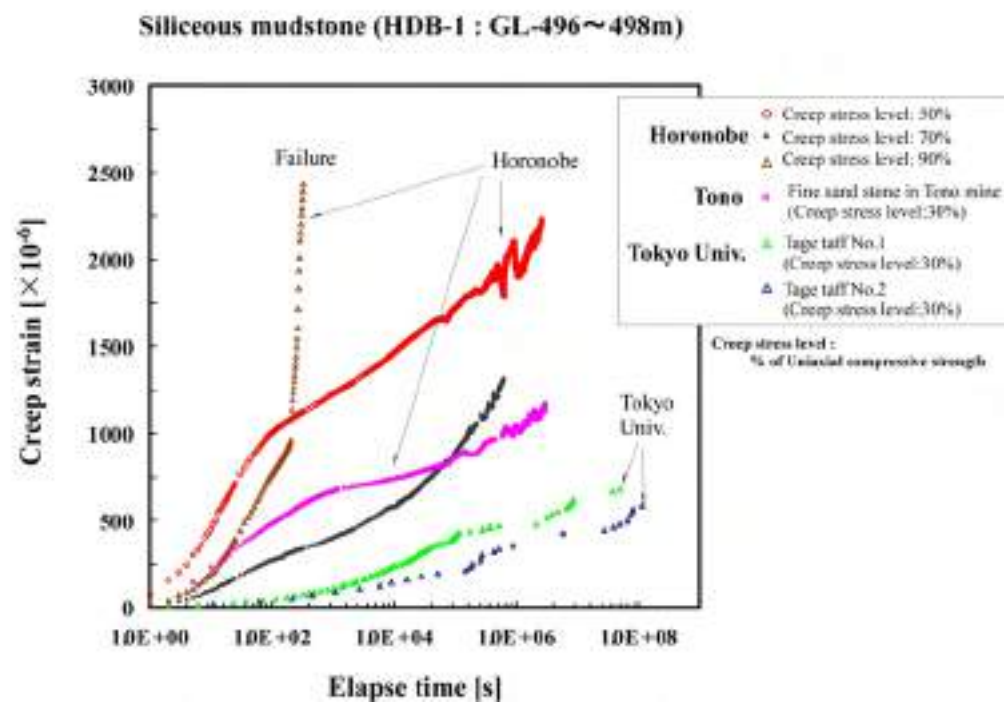


Fig. 4.7.4-6 Typical creep strains-time curve in different rock

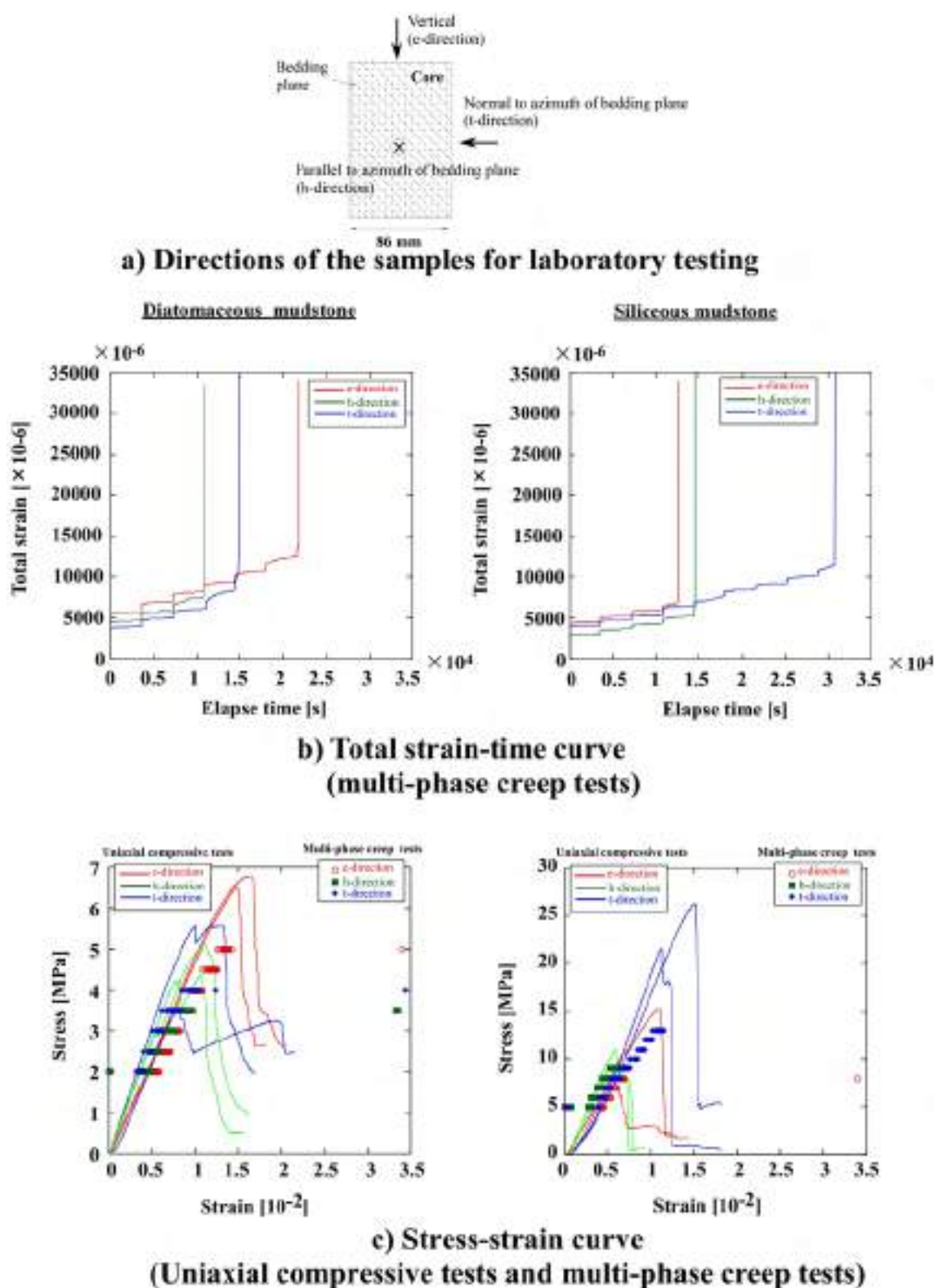


Fig. 4.7.4-7 Comparison of the stress-strain curves between uniaxial compressive tests and uniaxial creep tests on cores sampled with different directions in HDB-6

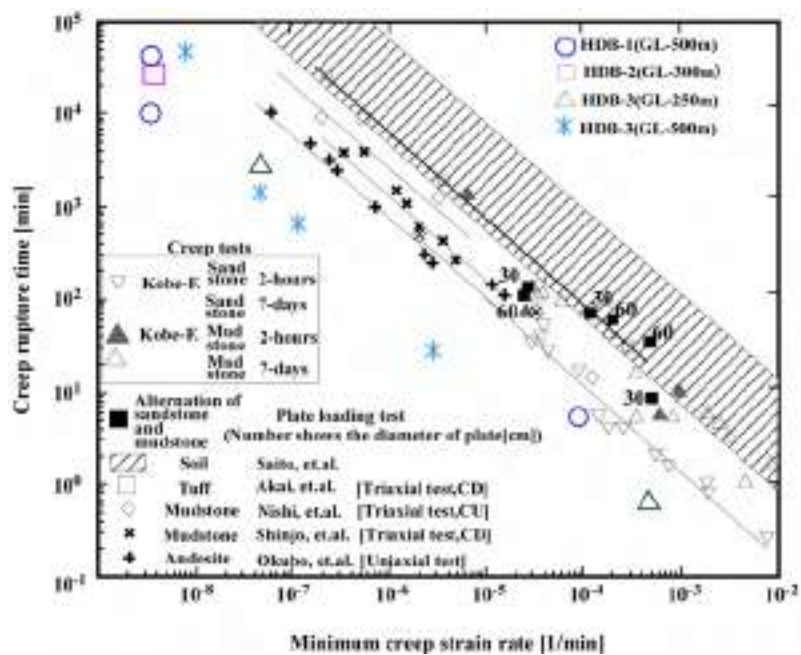


Fig. 4.7.4-8 Diagram of minimum strain rate and failure age by creep in several kind of rock distributed in Japan (log-log plots)

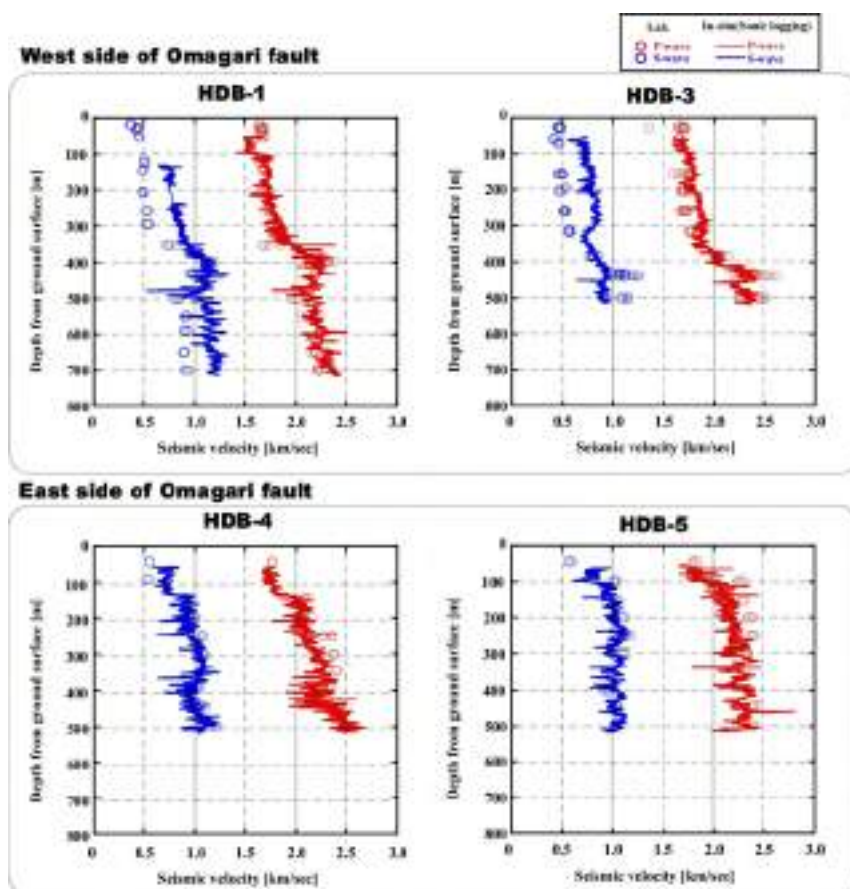


Fig. 4.7.4-9 Comparisons of the seismic velocities measured in in-situ and on cores

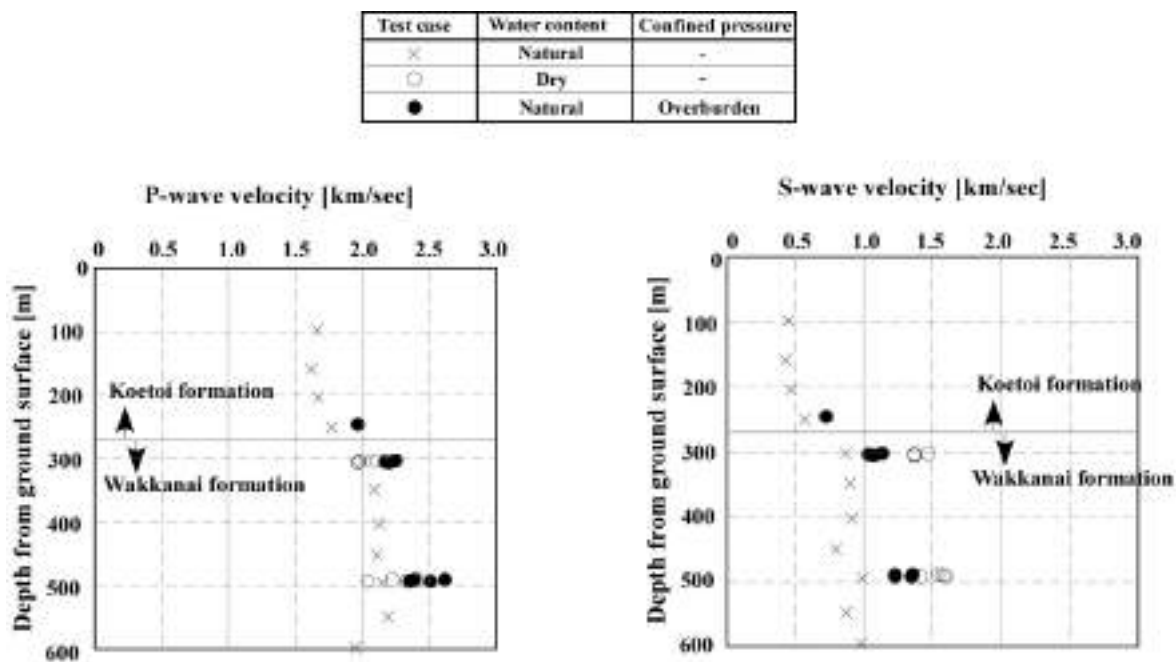


Fig. 4.7.4-10 Effect of the confined stress to seismic velocities on cores

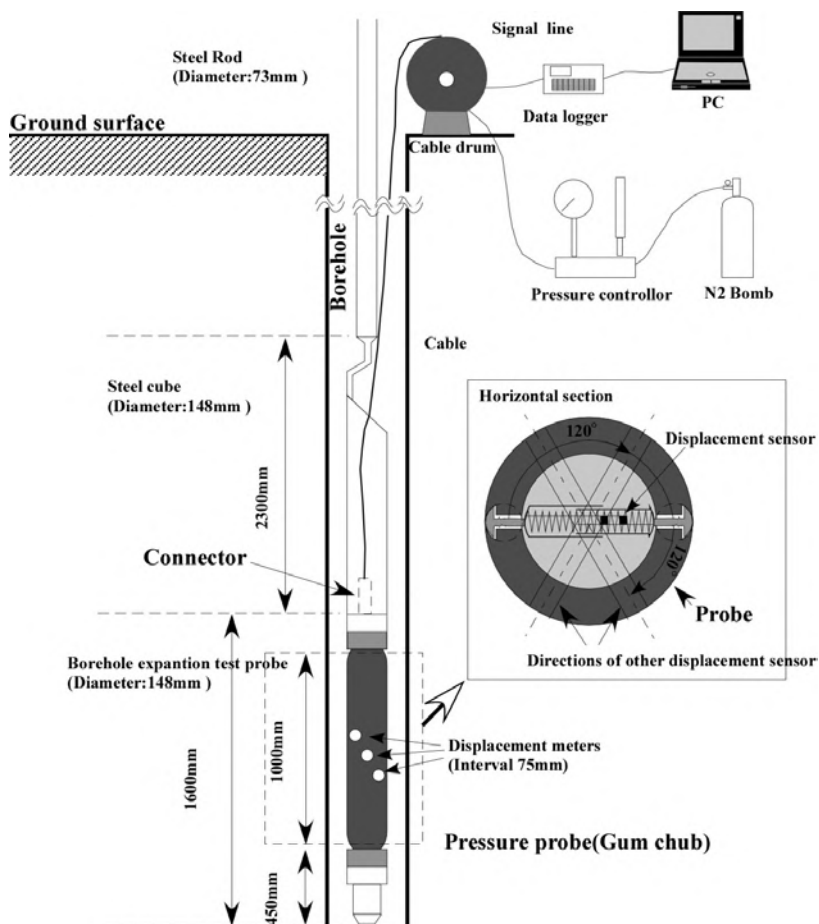


Fig. 4.7.4-11 Measurement system for borehole expansion test

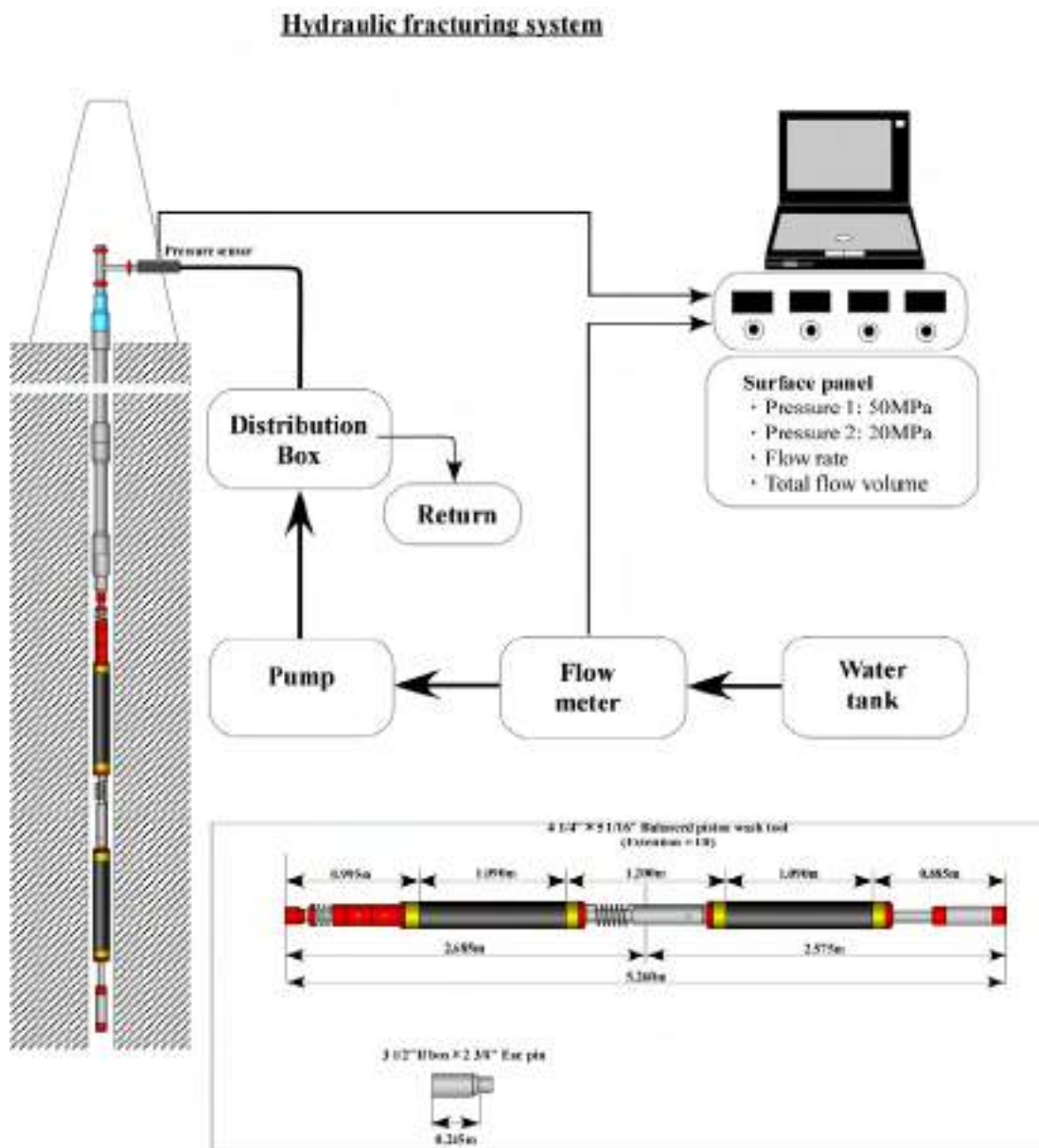


Fig. 4.7.4-12 Applied measurement system for stress measurement with hydraulic fracturing (Rod system)

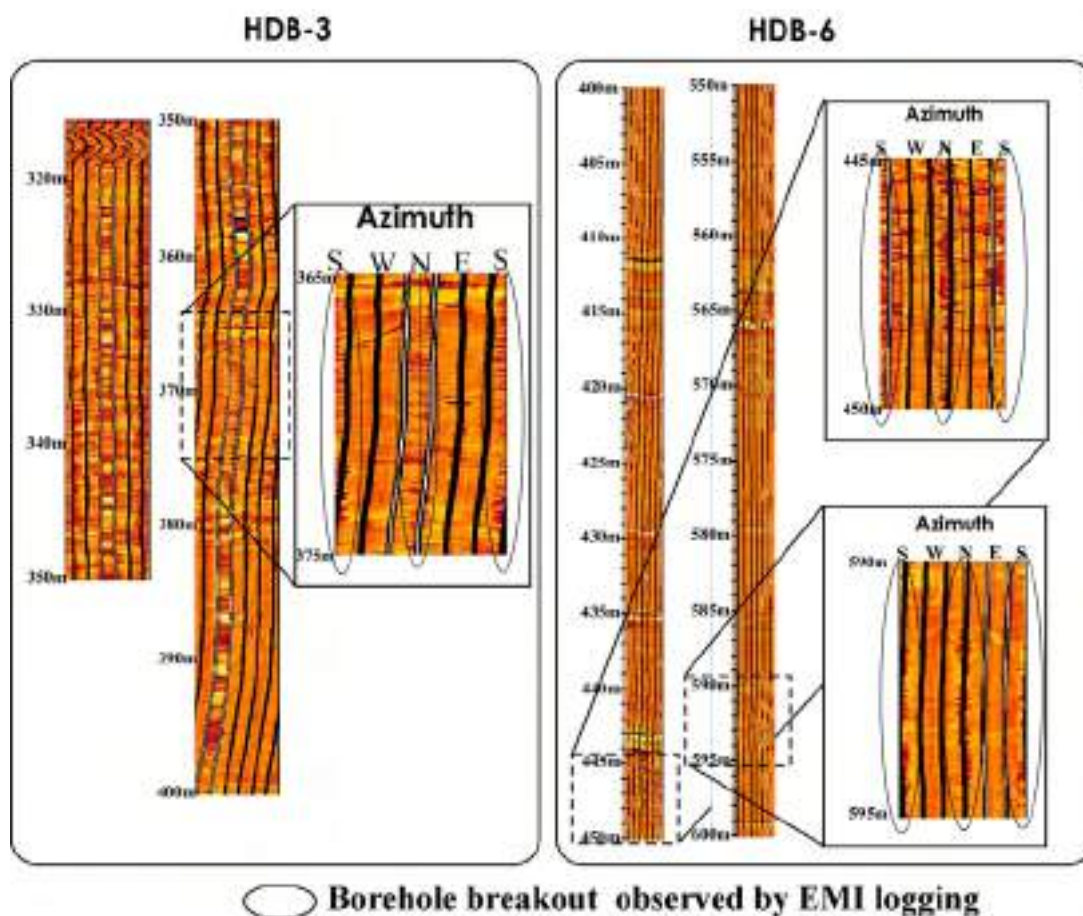


Fig. 4.7.4-13 Observed borehole breakout by EMI logging

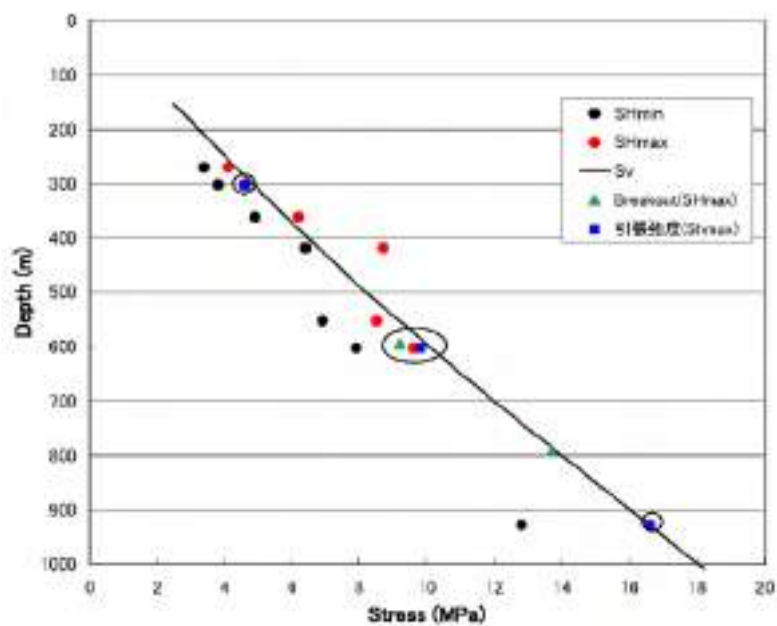


Fig. 4.7.4-14 Comparison of the magnitudes of principal stresses measured by hydraulic fracturing and estimated by borehole breakout analysis (HDB-11)

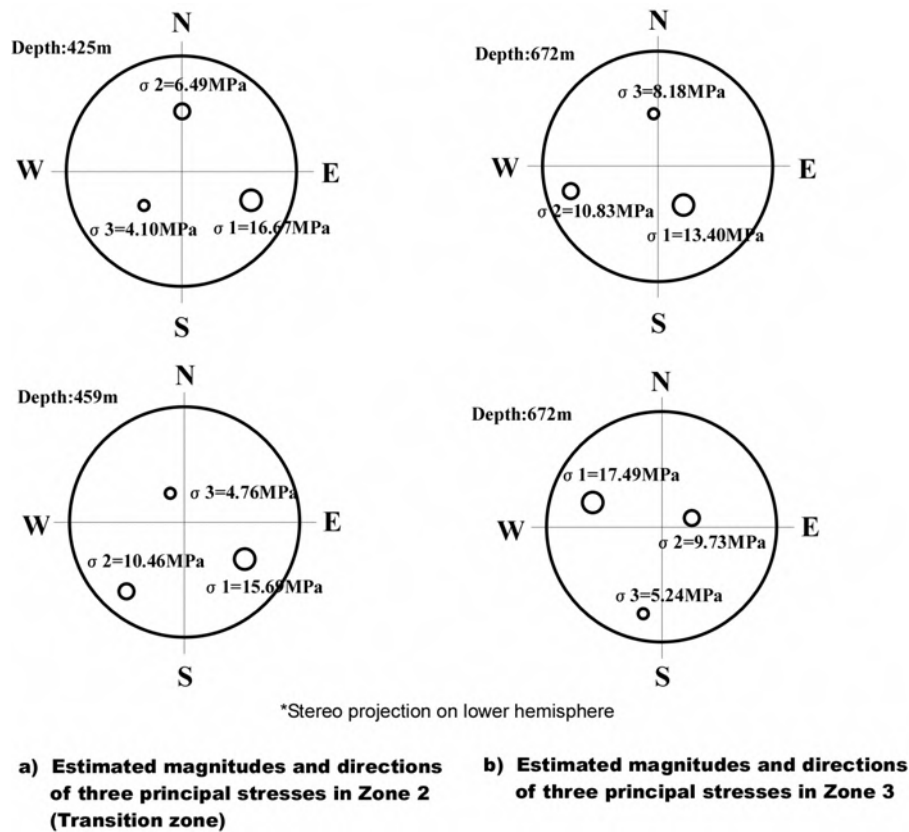


Fig. 4.7.4-15 Evaluated magnitudes of principal stresses and its directions by DSCA method

Method	Depth (m)	σ_H (MPa)	σ_h (MPa)	Direction of σ_H
Hydraulic fracturing	302.5	4.5	3.7	N 80 E
	602.5	9.7	7.8	N 62 E
DSCA	425.0	14.6	5.4	N 116 E
	459.0	13.8	10.0	N 111 E
	672.0	11.4	10.0	N 114 E
	672.0	16.0	5.6	N 106 E

σ_H : Maximum horizontal principal stress
 σ_h : Minimum horizontal principal stress

Fig. 4.7.4-16 Comparison of the results of hydraulic fracturing and DSCA methods

4.7.5 地質環境モニタリング技術

大規模地下施設の建設に伴い周辺環境で生じる可能性のある諸現象については、施設の規模やレイアウト、施工内容、操業期間、施設からの距離、観察時期等によって、様々なものが想定できる。これらの現象は、場の状態（地下水の流動状態や水質など）の変化に関わるものや場の状態を形成する条件（透水係数や鉱物組成など）の変化に関わるもの等に分類できる（Fig. 4.7.5-1）。これらの状態など変化をモニタリングする技術として、ボーリング孔を用いた水圧・水質モニタリング技術、地上から地質環境の変化を遠隔監視する技術の二つについて、モニタリングシステムの構築、現場性能試験、モニタリングデータの取得を行った。

(1) ボーリング孔を用いたモニタリング技術

1) 目標

地下施設の建設により、その周辺の地下水流動場、岩盤力学特性や地下水の水質などの地質環境特性が変化することが予想される。ボーリング孔を用いたモニタリング技術開発では、地下水の水圧や水質について、地下施設建設前の状態及び地下施設の建設による影響の把握、水理地質構造モデル、地球化学モデルの構築や解析結果を確認するためのデータの取得、既存の長期モニタリング装置の堆積岩への適用性の確認・技術的な課題の抽出及びそれに基づく新たな長期モニタリングの開発を目的としている。幌延地域のような寒冷地域、堆積軟岩、石油やガスを胚胎する地層を対象に適用できる長期モニタリング装置の仕様や適用事例に関する調査を実施し、選定のための検討及び実際に適用した結果を述べる。

2) 観測位置と長期観測装置の選定

① ボーリング孔仕上げと観測位置の選定

ボーリング孔を用いた地下水水圧の長期モニタリングでは、パッカーを用いてボーリング孔内を複数の観測区間に区切って各観測区間の水圧を計測している。各ボーリング孔には孔壁の崩壊を防ぐために鋼製のケーシングパイプを設置する工法を適用した。このケーシングパイプは、岩盤とケーシングパイプとの間にセメントを充填することにより固定させ、その接着状態はセメントボンド検層（CBL）により確認している。また、ボーリング孔での水圧計測を可能とするため、各観測区間においてはケーシングパイプとセメントを貫通する孔をあける処置（ジェットパーフォレーション）が施されている。

ジェットパーフォレーション位置及び観測区間は、原則としてボーリング調査で得られた地質学的な情報（割れ目帯や健岩部の分布、地層境界深度など）を考慮した上で、流体検層などからボーリング孔内への地下水の流入あるいは岩盤への地下水の流出が認められた区間でかつ、上述したセメントと岩盤の接着状態が良好な区間を選定した。

② 長期観測装置の選定

長期的な地下水の水圧観測及び採水を行うにあたり、堆積軟岩を対象にした地表から地下深部までの長期観測を行っている海外の事例などについて調査を実施し、本地域のような堆積軟岩での長期観測への適用性、導入可能な長期観測手法、機器の概念を検討した⁸⁷⁾。検討にあたっては、地下深部での石油ガスを胚胎し、かつ崩壊性、変形性、膨潤性を有する軟岩という地質環境条件下で、機器の耐久性を考慮した。

その結果、水圧計測、採水、提供深度、孔径、水圧測定精度、メンテナンスを考慮し、Multi-Piezometric Logger System（MP システム：カナダ Westbay 社製）、Stand-Pipe Multi-Packer System（SPMP システム：スイス Solexperts 社製）、PIEZO システム（日本ダイヤコンサルタント社製）とした。

3) 地下水位・水圧・水質の変化の観測技術

既存のモニタリング装置は、Fig. 4.7.5-2 に示すように主にパッカーで区切った観測区間の深度に合わせて水圧計をケーシングパイプの中に直列に接続して設置する直接水圧計測方式、観測区間から繋がっているパイプ（チューブ）内の水圧を個別に計測するピエゾ水頭計測方式、の 2 方法で地下水の水圧や水質の観測を行っている。幌延では、直接水圧計測方式の MP システムとピエゾ水頭計測方式の SPMP システムと PIEZO システムをボーリング孔へ設置し、それぞれの装置の適用性、耐久性などの確認を行うこととした。

MP システムは、地下水の水圧を計測する圧力計を直列に接続して挿入する方式のため、ケーシングパイプ内に容量の大きな機材を入れられる長所がある。一方、地下水の水圧観測中は地下水の採水を実施できない短所もある。この MP システムは、HDB-1, 3, 6, 7, 8, 9 孔に設置し、観測を行っている。

SPMP システムと PIEZO システムは、水圧計を地下水の圧力観測したい区間から地上部まで接続された独立したパイプに設置して圧力を観測する。この装置では、地下水の採水区間以外では、広範囲で水圧観測ができる長所がある。その一方で、地下深部から地上までの接続したパイプの直径が小さい（約 1～1.5cm）ため、短期間で大量の地下水を採取できないデメリットがある。既存の PIEZO システムを改良し、「物理化学モニタリング機能付間隙水圧モニタリング装置」（Fig. 4.7.5-3）を開発した。この装置では、地下水の採水を行いながら地下深部での物理化学パラメータの計測や、透水係数などが取得可能となった。なお、改良した PIEZO システムは、HDB-10 孔、SPMP システムは、HDB-2 孔へ設置し、観測を行っている。

計測結果の事例を Fig. 4.7.5-4 に示した。HDB-9 孔の間隙水圧は、測定区間の上部は積雪地域に見られる雪解け時期の水圧上昇と、降雨による水圧上昇も観察される。その他の計測区間ではほぼ一定の値が得られている。これまでの各孔のモニタリング結果から、地下施設周辺の水圧の分布は、静水圧から若干被圧状態であることが確認された。

Fig. 4.7.5-5 に水質の観測結果を示す。ボーリング調査により取得したデータでは pH7.5 と中性であったのに対して、時間の経過に伴い上昇している。溶存イオンに着目すると、炭酸イオン濃度が低下し、ナトリウム、塩化物イオン濃度の上昇が認められる。このような変化は、ケーシングパイプの設置時に使用したセメントとの反応などによって生じたものと考えられる。ケーシングパイプ（炭素鋼）とセメントの地下水水質への影響の把握は、地下施設建設に伴う地下水水質の変化の把握と並んで重要な調査項目であり、今後、定期的な地下水採水を継続し、モニタリングデータを蓄積していく。

4) 今後の課題・計画

現在、長期モニタリングデータを 5～15min の間隔で取得し、定期的にデータ回収している。この回収頻度は、ロガーのメモリー容量とバッテリー寿命を考慮し、月 1 回程度の頻度である。短期的なインパクト（地震など）と水圧変化の関係を計測するためには、メモリー容量の増設やデータの書き込み速度の改善など、検討すべき点が残っている。データ取得間隔などを実測データに基づき検討した例は少ないことから、今後、データを蓄積しつつモニタリング仕様の検討を進めていく。

また、システムのメンテナンスは、装置に不具合が生じた場合に実施している。しかし、ロガーの故障や圧力計の不具合などメンテナンスが年 1 回以上発生し、メンテナンス期間のデータが欠測となることが課題である。今後、計画的なメンテナンスと予備部品（圧力計など）を事前に準備し、早急に再設置できる体制を整備することが重要である。特に、幌延のような遠隔地での調査では、メンテナンス体制の整備が重要である。

今後は、これまでに設置した地下水の水圧・水質の長期モニタリング装置の観測結果について、観測データに含まれる様々な天然のノイズ（地震、大気圧の変動、潮汐変動など）を除去する解

析手法を構築し、観測データの解析を進める計画である。また、これまでに設置した長期モニタリング装置の改良を行い、地下施設内での設置を検討するとともに、装置の小型化などを行う予定である。

(2) 遠隔監視システムの開発

① 目標

高レベル放射性廃棄物処分におけるモニタリングは、従来から処分場閉鎖後の制度的管理のひとつとして議論されてきた。地層処分は本質的に「受動的 (passive)」なシステムであり、その長期安全性を確保することを目的とした処分場閉鎖後の管理 (モニタリング等) を必要としないことを原則とするものである^{278),279)}。しかしながら、社会的要請により処分場閉鎖後にもモニタリングを継続することが有り得る²⁸⁰⁾。また、処分場の安全性を確保するためには、事前のサイト特性調査で予測される地下水の流動や地球化学特性、岩盤の力学特性などの地質環境条件が、処分場の建設や操業、あるいは天然現象などによる擾乱によって変動しても、その幅が設定された設計条件の範囲内にあることに関し、処分場の管理を通して適切に確認することが重要である²⁸¹⁾。そのため、遠隔監視システムの開発では、これまでの物理探査技術に比べてより高分解能な地下構造の把握及び岩盤物性や水理場の時間変動を推定することが可能なモニタリング技術の構築を目指して、精密制御定常信号システム (アクロス) の研究開発を進めてきた。

アクロス (ACROSS) とは、Accurately Controlled Routinely Operated Signal System の略である。これは、位相と周波数を精密に制御した連続的な弾性波と電磁波とを地下に送信し、地震計や磁力計・電極などのセンサー及び送信に同期した受信機器を使って観測したデータを解析することにより、地下構造やその状態変化を精度良く把握する手法である²⁸²⁾。ここで弾性波と電磁波の両方を用いるのは、弾性定数と比抵抗など独立な地下情報を得られるだけでなく、状態変化に対する応答を幅広く得られるようにするためである。これらの研究開発は、これまで名古屋大学と原子力機構東濃地科学センターを中心として、主として地震発生場の観測を目標として開発・改良等が進められてきたわが国独自の高精度・非破壊モニタリング技術である。幌延深地層研究計画では、この技術を地層処分技術のうち遠隔監視システムとして応用するため、幌延町の北進地区にアクロス送受信装置を設置し、その研究開発を進めており、地下研究施設の建設前、建設中及び建設後における地下地質環境状態の変化を把握するモニタリングシステムの構築及びその信頼性を確認することを目標としている。当該研究開発の第1段階では、弾性波及び電磁アクロスの設置を行い、地下研究施設建設前における試験観測を開始した^{283),284)}。

② 観測地点の選定

アクロスは、連続的に送信される弾性波や電磁波を観測して得られる伝達関数の微小な変化を解析することにより岩盤や地下水の変化を遠隔監視するものである。ここで、送受信装置の周波数特性を適切に補正し送信信号の計測を行った後に、どの程度の大きさの変化が検出できるかは観測データの信号対雑音比 (S/N 比) に依存する。すなわち、弾性波及び電磁アクロスの送受信点、特に受信点の設置地点は、アクロス送信以外の要因により生じる地盤の振動や電磁波 (以下、ノイズ) の大きさが十分に低い場所であることが求められる。そのため、アクロス送信点及び受信点の設置位置選定に先立ち、モニタリングの対象とする研究所設置地区及びその周辺において、ノイズレベルの調査を行った^{285),286)}。

弾性波アクロスに関するノイズレベルの調査では、2002 年度に実施した反射法地震探査の測定記録を解析することにより、当該地域のノイズのレベル、特徴を把握した。解析に用いた地震探査測線位置を付録 2 に、推定されたノイズレベルを Fig. 4.7.5-6 に示す。幌延町市街地と研究所

設置地区におけるノイズレベルを比較すると、ノイズレベルは、研究所設置地区の方が 1 桁程度低いことが分かる。また、自動車などの通行に伴うノイズや道路工事に使用された重機などによるノイズが間欠的に認められるものの、測線の北部において恒常的に大きなノイズ源はないと考えられる。以上より、当該領域のノイズは間欠的なノイズ及び幌延市街地以南の人間活動に伴うノイズを除いて低いレベルで推移しており、恒常的なノイズ源による特異的な傾向を示すものではないことが確認された^{285),286)}。

電磁アクロスに関するノイズについては、2001 年度に実施した MT 法及び AMT 法電磁探査の測定記録を再解析することにより、その特徴を確認した。その結果、短時間で入ってくる突発的なノイズが特徴的で、しかも特定の周波数に集中するものではなかった。これらには太陽活動などによる自然信号のノイズと人工的なノイズの両方が含まれている。人為的なノイズは明け方と夕方大きく、静穏時に比べノイズの大きさは 2 倍～5 倍程度であった。またノイズの卓越振動方向は、北東方向に振れることが多いこと、及び HDB-4 孔付近においては、ノイズが相対的に低いレベルであることを確認した²⁸⁵⁾。

弾性波アクロスは、弾性波（地震波）を常時送受信し、観測点に到達する直達波や地震波反射面からの反射波などの波群の変化を解析することによって、地下地質環境の状態を把握する技術である。モニタリングの対象とする研究所設置地区周辺で行った反射法地震探査の結果においては、HDB-4、8 孔付近下の深さ約 1,000m～2,000m に明瞭な地震波反射面が存在することが明らかになっていることから（Fig. 4.7.5-7）²⁸⁷⁾、同地区では直達波に加えて反射波を用いたモニタリングが可能であると期待される（Fig. 4.7.5-8）。以上のように、当該地区には明瞭な地震波反射面が存在することや、ノイズレベルが十分に低いと考えられることから、弾性波アクロスの送受信地点を付録 2 に示すとおり選定した。地区全体にわたって表層地盤が軟弱であるため、送信点の設置では、10×10×1.3m と従来の設置事例に比べて広面積のコンクリート基礎（岩盤カプラ）を施工した。これは、装置が発生する力を広い面積で地盤に伝えることで、軟弱地盤でも非破壊で安定な地震波を放射することを目的としている。また、地震計は、ボーリングマシンで地下 2m 以上の深さに貫入させる手法で設置し、比較的簡便な手法での温度と固定の安定化を試みた。なお、各受信点における地震計の配置は、周辺領域における地震波散乱体の三次元的な位置の検出を行うことを可能とするため、三成分地震計 10 台（2 unit×3 台、1 unit×4 台）により構成される L 字型アレイを設置するとともに、各受信点が三角形状となるよう配置した（付録 2）。

一方、電磁アクロスは、送信点から送信された電磁波を受信点で常時観測し、観測された電磁波の変化を解析することによって、それが伝播してきた地下の状態変化を把握する技術であり、状態変化した範囲を推定するため、受信点は送信点から見て直線状の配列となることが望ましい。また、変動域を特定するために、受信点下の比抵抗構造が予め把握されていることも設置位置選定の重要な条件となる。これらの条件及び電磁波に関するノイズ調査の結果を考慮し、送受信点を付録 2 の通り選定した。また、電磁アクロスの送信電極は、東西方向及び北西－南東方向の 2 方向送信を行うため、計 2 組の送信電極を設置している。なお、これらの各設置地点においては、研究所設置地区及び周辺地区において実施されている電磁探査により、各設置地点近傍下の平均的な比抵抗構造は既に調査されている⁸⁷⁾。

③ 試験観測

現在、弾性波・電磁アクロスともに地下研究施設建設前における試験観測を実施している。これは、あらかじめ設計した信号を送信し、受信した信号の解析・検討を行うことにより、これを送信信号の周波数などの設計にフィードバックしながら現地の地盤を探るのに適した信号を把握することや、設置した送受信機器の微調整が主な目的である。

このうち弾性波アクロスについては、機器を設置した 2005 年 12 月から試験観測を開始し、HDB-3 から送信される信号を HDB-4, 5, 8 の各観測点で受信している。信号の送信にあたっては、偏心質量を回転させることによって力を発生させる送信装置²⁸⁸⁾を用い、1 時間ごとに回転方向を切り替え、さらに周波数変調による信号の送信を行った。これにより、直線加振に相当する周波数伝達関数を得ることができる²⁸⁸⁾。当該試験観測では、前述のとおり、観測に適した送信信号を見出すため、試行錯誤的に送信信号の周波数帯域を変更しつつ行っている。これにより得られた受信信号の例として、周波数帯域 15.43~31.41Hz の送信信号に対する HDB-5 受信点での受信スペクトルを Fig. 4.7.5-9 に示す。なお、この処理結果は、ある 1 時間分の受信信号に対して 100 秒ごとのスタッキングを行い、周波数スペクトルを求めたものである。これより、送信された信号の周波数帯において、それ以外の周波数に比べて高い振幅が得られており、送信信号の受信が確認できる。

一方、電磁アクロスは HDB-4、Z 地点においては 2004 年 12 月から、HDB-8 では 2005 年 3 月から試験観測を開始した。また、当該試験観測では、東西方向及び北西－南東方向の 2 組の送信電極によりそれぞれ異なった周波数を有する信号を送信しており、弾性波アクロスと同様に、試行錯誤的に送信信号の周波数帯域を変更して送信を行っている。当該試験観測により得られた Z 地点における受信信号例を Fig. 4.7.5-10 に示す。これは、ある 1 日分の受信信号について、100 秒間ごとの周波数スペクトルを求めた後、それらを足し合わせたものである。なお、当該観測期間における東西方向の送信周波数は、3.75 / 8.75 / 16.25 / 23.75 / 36.25 / 58.75 / 76.25 / 91.25 / 111.25 / 136.25Hz の計 10 周波数であり、北西－南東方向の送信周波数は、2.50 / 6.25 / 13.75 / 21.25 / 28.75 / 38.75 / 66.25 / 73.75 / 88.75 / 103.75 / 133.75Hz の計 11 周波数である。本図において丸印にて示す周波数は、それぞれの送信周波数に対応しており、それ以外の周波数帯に比べて高い S/N 比で信号が受信されていることが確認された。

④ 今後の計画

これまで、弾性波及び電磁波を信号としたアクロスの送信及び受信装置の設置を行い、試験観測を開始した。今後は、地下研究施設の建設に伴う地下地質環境の変化をモニタリングする技術を開発するため、地下研究施設周辺地区での観測を継続するとともに、観測データの処理・解析に係る技術の開発及び、物性値の変化に対する観測物理量の応答性に関する検討を進めていく。

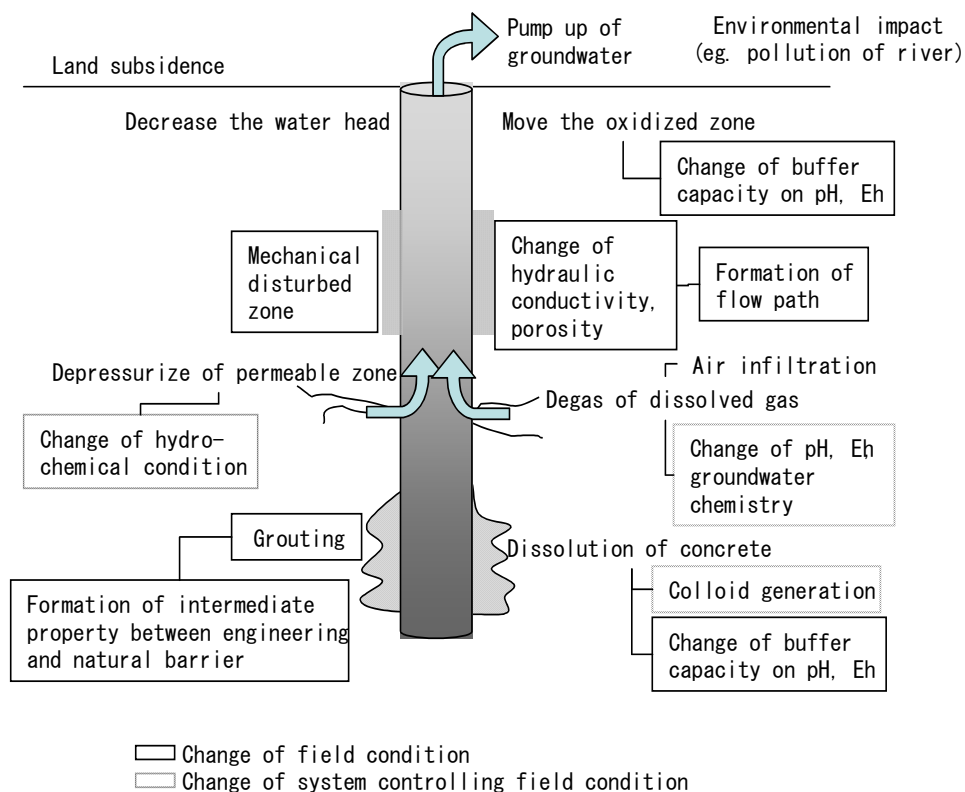


Fig. 4.7.5-1 Hydrogeological and hydrochemical changes resulting from shaft excavation

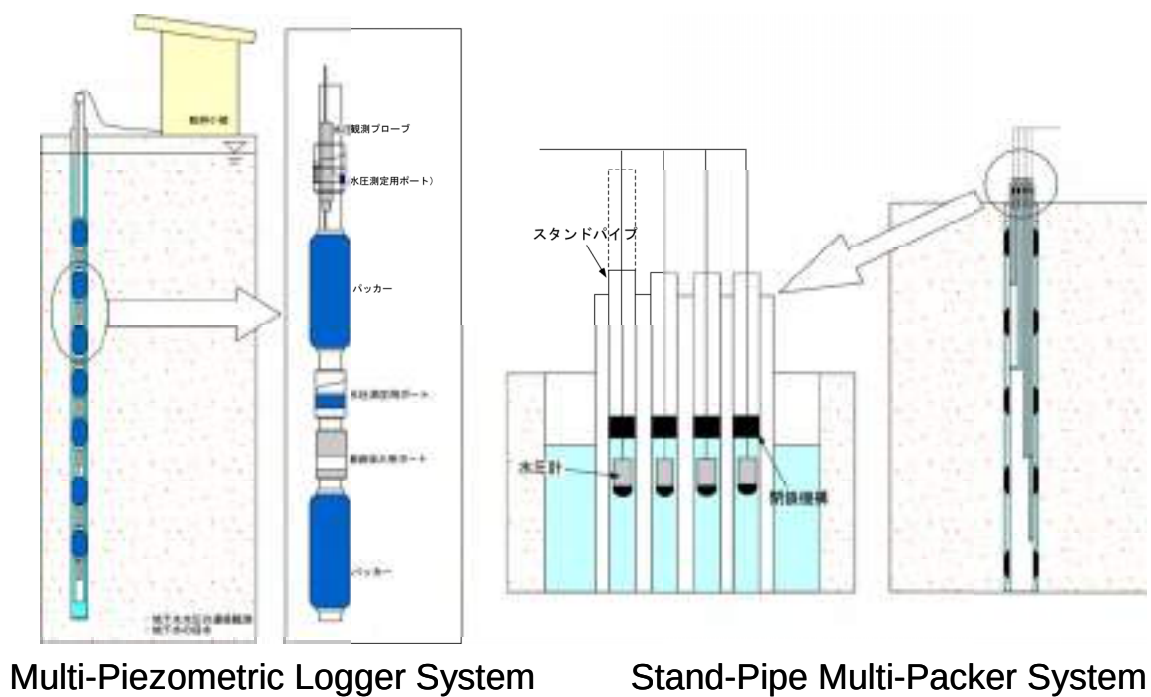


Fig. 4.7.5-2 Schematic illustration of hydrogeological monitoring system.

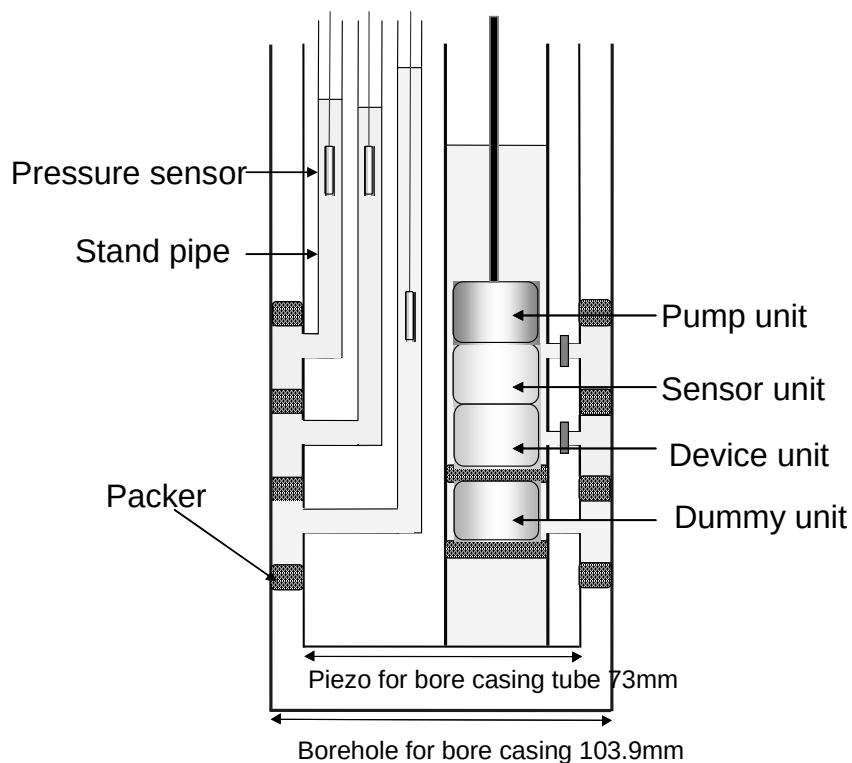


Fig. 4.7.5-3 Schematic illustration of hydrochemical monitoring system.

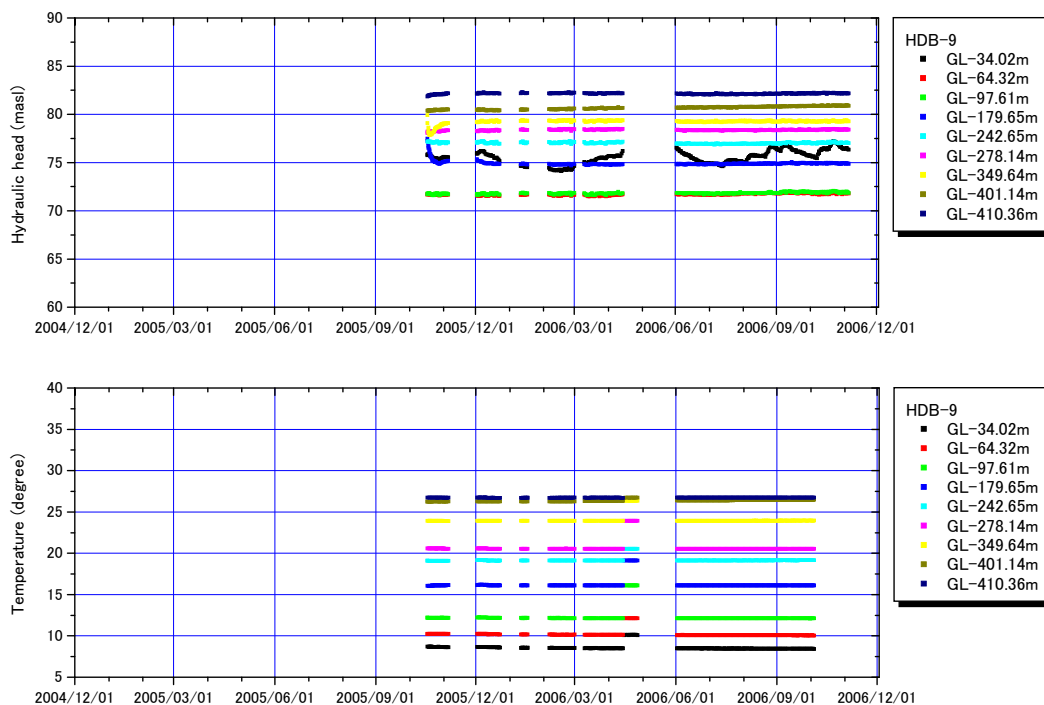


Fig. 4.7.5-4 Hydraulic head and temperature in HDB-9

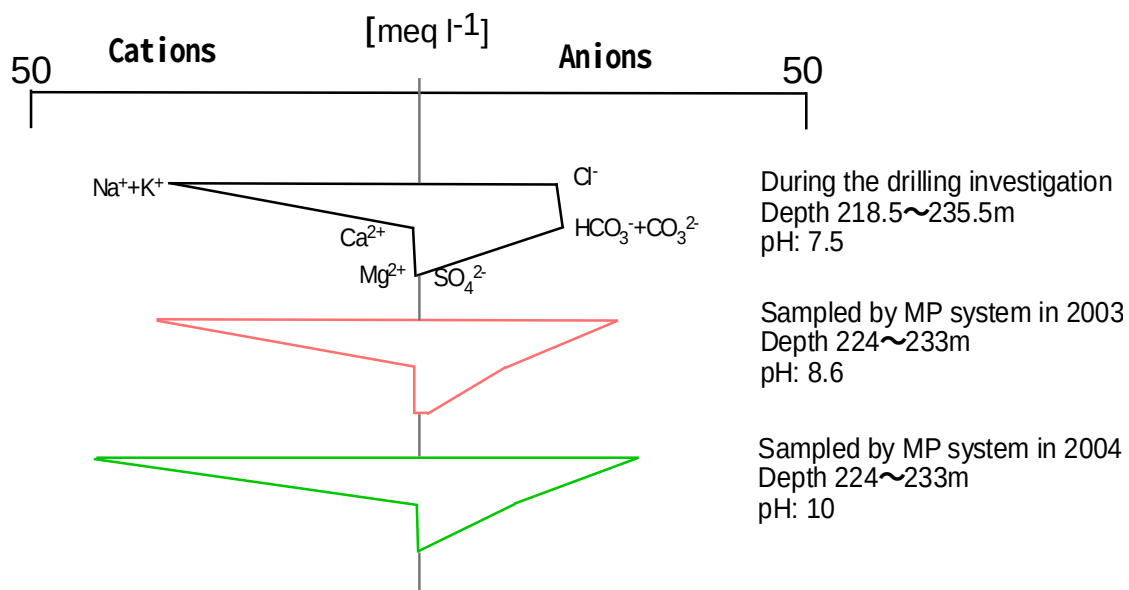


Fig. 4.7.5-5 Groundwater chemistry in HDB-4

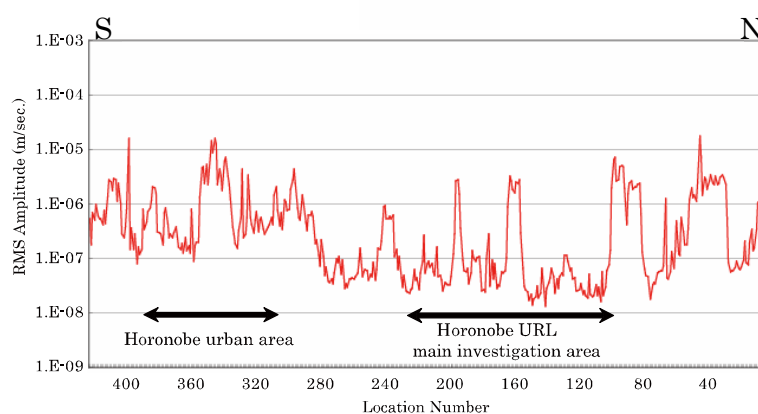


Fig. 4.7.5-6 Background noise level around Horonobe URL. RMS amplitude of seismograms have been observed along the seismic survey line shown in Appendix 2

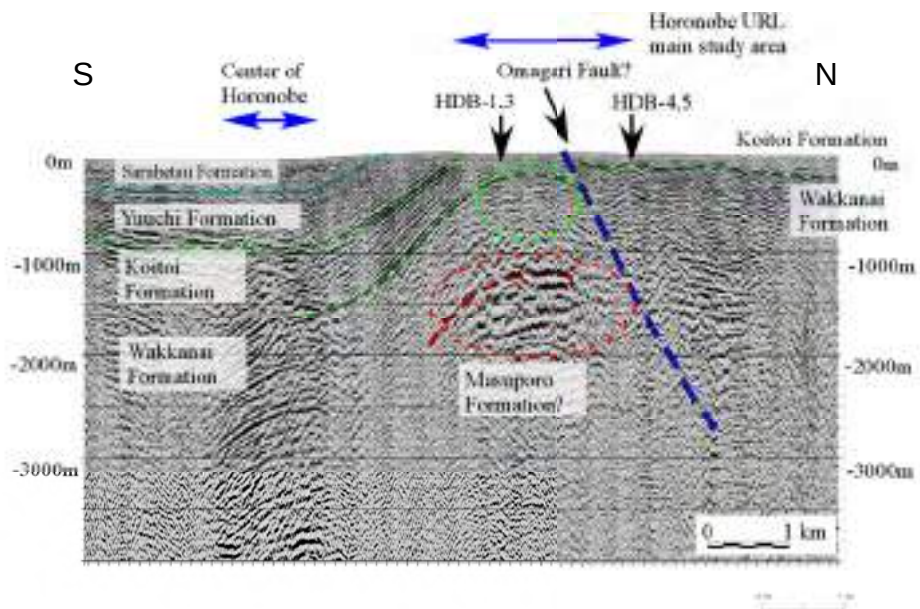


Fig. 4.7.5-7 Seismic reflection profile along the seismic survey line shown in Appendix 2

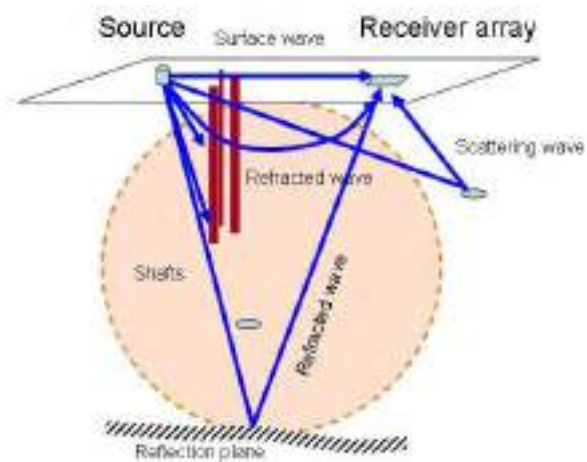


Fig. 4.7.5-8 Schematic illustration of remote monitoring system (seismic ACROSS)

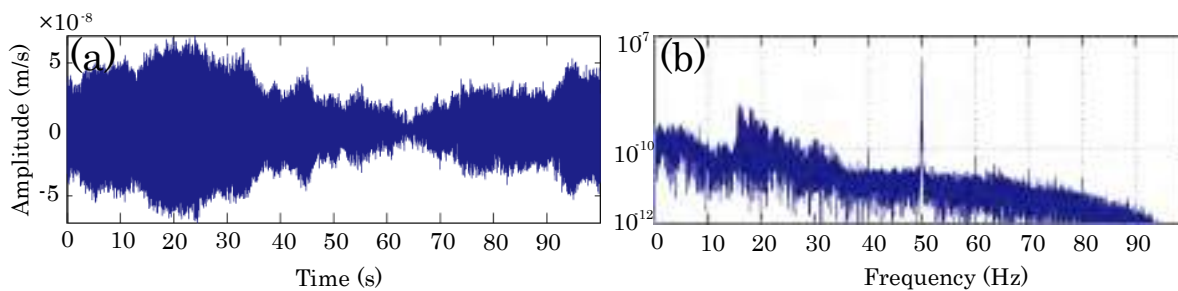


Fig. 4.7.5-9 Example of one hour stacked seismic data observed at HDB-5 station. (a): Waveform in time domain. (b): Fourier amplitude spectrum.

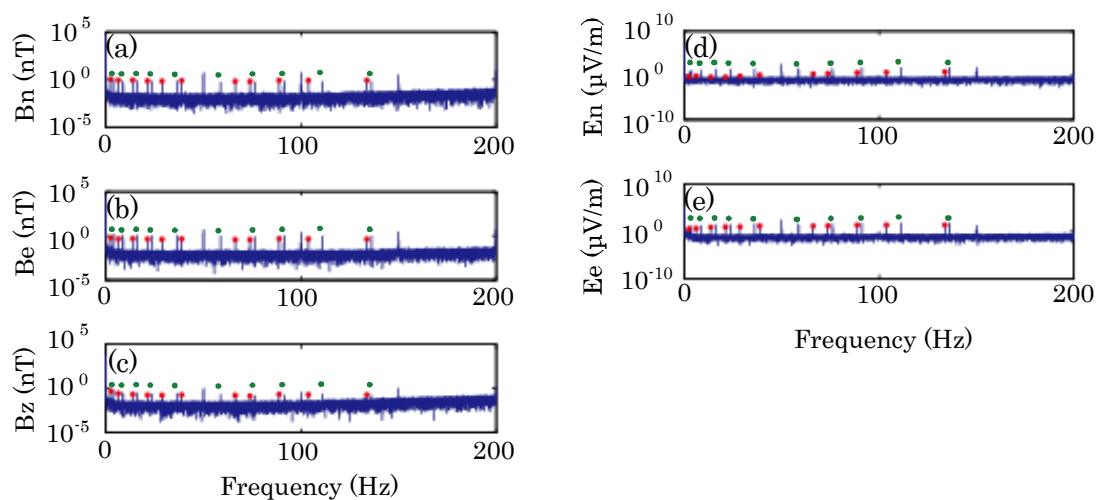


Fig. 4.7.5-10 The amplitude spectrum of observed magnetic and electric field. (a), (b) and (c) are the NS, EW and vertical components of magnetic field, respectively. (d) and (e) are the NS and EW components of electric field, respectively. Red and green circles denote the transmitting frequencies of NW-SE and E-W dipoles, respectively.

4.7.6 調査研究の品質保証・品質管理

地層処分技術や地質環境に関する研究成果などの信頼性を恒常的に高めていくためには、処分事業や国の安全規制及びこれらの各段階で関与する多様な関係者に、研究開発業務で得られた成果を伝え、その妥当性を理解してもらう必要がある。研究成果の品質を保証する上で、「透明性」、「追跡性」、「公開性」、「専門家のレビュー」の4点に留意することが肝要であり、そのためのアクションプログラムとしてボーリング調査や物理探査などの調査ごとに実施計画書を策定している。本計画書には作業工程、作業体制、使用する調査・解析手法、予想される問題の対策、各作業の手順、品質管理や安全確保のための作業チェックリストなどを定め、調査の開始には実施計画書の内容に関する品質保証の責任者の承認が必要としている。特に調査を第三者に委託する場合は、実施計画の策定を通して調査に関わる関係者に当該調査で達成すべき目標や要求されるデータ品質などを十分に周知・徹底することができると考えられる。ボーリング調査の場合は実施する作業項目も多岐にわたることから、調査ごとの品質を確保するため、調査計画書に基づき、調査毎の品質管理計画書を策定した。

しかし、第1段階の調査研究においては、品質管理・品質保証が十分ではなかった調査もある。この原因としては、調査計画立案のための事前の検討が不十分であったこと、関係者間での情報共有が欠けていたこと、必要となる組織体制が適切ではなかったこと、意思決定の責任者が不在であったことなど、が抽出された。このことを踏まえて、上記の実施計画書の作成など品質管理手順を整備した。

一方では、品質管理の失敗事例は個人の知識・経験となることが多く、表面化させることが難しい場合が多い。失敗を多く経験した研究者が、現場作業の実施を通じて知識・経験を伝えていくことも有効な方法であると考えられる。

4.8 まとめ

4.8.1 第1段階における調査研究の成果

(1) 地質・地質構造に関する調査研究

i) 幌延町全域を対象とした調査研究段階

本段階では、既存情報を用いた調査により、幌延町における地形、岩盤の地質学的不均質性、被覆層の厚さ、及び物質の移動経路として重要な構造についての概要を把握することができた。さらに、地表踏査、空中物理探査、MT 法電磁探査及びボーリング調査により、既存情報と概ね整合的な結果を得ることができた。

ii) 地上からの地質環境の調査研究段階（前半）

本段階では、地表踏査、反射法地震探査及びボーリング調査を実施した。その結果、地層の分布については前段階と整合的な結果を得ることができたが、大曲断層の位置や性状については、十分な解釈を与えることができなかった。また、ボーリング調査の結果から、岩盤中の割れ目が物質の移動経路として重要である可能性が示唆され、この観点から改めて割れ目について調査する必要性が示された。

iii) 地上からの地質環境の調査研究段階調査研究段階（後半）

本段階では、地形調査（段丘面判読及びリニアメント調査）、地表踏査（大曲断層の断層露頭における記載や割れ目の剥ぎ取り水平露頭における記載など）、AMT 法電磁探査、地中レーダー探査、既存反射法地震探査データの再解析、重力探査、ボーリング調査及びガス調査を実施した。その結果、地層の分布については、前段階までとおおむね整合的な結果を得ることができた。さらに、稚内層や声問層の鉱物組成・変質作用・物性・地質年代、段丘堆積物の厚さ、及び、大曲断層や割れ目については、本段階では多くのデータが取得・蓄積されたことにより、多くの新たな知見を得ることができた。特に、本段階では、地表踏査、AMT 法電磁探査、反射法地震探査、重力探査及び深層ボーリング調査から、これらの結果を統一的に説明できるような大曲断層の三次元分布と水理特性を推定することができたこと、及び、地表露頭における小断層調査の結果から、小断層帯が水理地質学的に重要であることを示すことができたことが大きな成果と言える。

(2) 岩盤の水理に関する調査研究

岩盤の水理に関する調査研究・水理地質構造モデルの構築の目的は、

- ・ 研究所設置場所及びその周辺地区における地下水流動特性の把握
- ・ 地下施設建設に伴う周辺の水理地質環境の変化の予測
- ・ 第2段階以降における調査研究の進め方の提示

であった。

研究所設置場所及びその周辺地区の地下水流動特性の把握については、ボーリング孔を利用した調査研究により、透水係数の分布や水圧（全水頭、あるいは動水勾配）の分布が明らかとなってきた。透水係数の分布については、深度依存性や小断層帯との相関が有意にあることがわかり、これらを考慮した水理地質構造モデルの構築・地下水流動解析により、大局的かつ局所的な地下水流動系が理解されてきた。

浅層の水理地質構造については、地下水位分布が地形形状と必ずしも一致しないことや、段丘堆積物中ないし段丘堆積物と健岩部の境界付近と想定される箇所に高透水性の層が存在することがわかった。また、涵養量が流域により異なることなどが確認された。

地下施設建設に伴う水理地質環境の変化の予測については、地下水流動解析により湧水量や全

水頭の低下の範囲や規模、ばらつきを予測した。

調査技術開発という点においては、孔壁が崩壊しやすい堆積岩、塩水系地下水、溶存ガスを含むという環境条件での水理試験、流体検層の手法の構築と適用性の確認を行った。また、寒冷地における水文調査手法についてもその調査手法の整理と適用性を確認できた。

(3) 地下水の地球化学に関する調査研究

地下水の地球化学に関する調査研究では、以下の 4 つの目標を設定し調査研究を進めた。

- ・ 地下水水質の三次元分布を把握すること
- ・ 主要な地下水水質の形成機構を解明すること
- ・ 地下水の起源・滞留時間を推定すること
- ・ 地下水の地球化学特性調査手法を構築すること

既存情報を利用した調査、地表からの調査、ボーリング調査により地下水の地球化学特性に関するデータを取得し、研究所設置場所及びその周辺地区においては、

- ・ 浅部では比較的塩分濃度の低い地下水 (Na-HCO_3 型) が、深部では比較的塩分濃度の高い地下水 (Na-Cl 型) が分布している。
- ・ 浅層地下水は水素・酸素同位体とも軽い同位体に富む (δD : $-90\sim-60\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O}$: $-11\sim-10\text{‰}$) のに対して、深部地下水は重い同位体に富み (δD : $-30\sim-20\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O}$: $2\sim3\text{‰}$)、これらの 2 種類の地下水の混合により、現在の地下水水質が形成されている。
- ・ 浅層の地下水の水質については、液相と固相 (岩石中の粘土鉱物: スメクタイト) 間でのナトリウムイオンと水素イオンの交換が主要な水-岩石反応である。

ことが明らかとなった。また、本調査研究で適用した調査手法 (透水試験中の揚水した地下水、コアからの間隙水の抽出水の分析など) 及び解析手法 (主成分解析など) が、幌延に分布する堆積岩中の地下水の地球化学特性を把握するために有効であることがわかった。

(4) 岩盤力学に関する調査研究

岩盤力学に関する調査研究では、以下の二つの目標を設定し調査研究を進めた。

- ・ 研究所設置地区及び研究所設置場所選定のための地表付近から地下深部にいたる岩盤力学特性の把握
- ・ 地下施設の設計に必要なデータの取得

4.4 に示した研究所設置場所及びその周辺地区として設定した 3km 四方×深度 1km 程度の領域内の岩盤・岩石の物性分布は、深度方向に物性値やその分布が異なる三つのゾーンを考えるとほぼ説明できることがわかった。また、原位置におけるそれぞれのゾーン内の物性値とその分布についても、原位置の岩盤中の割れ目が力学物性に及ぼす影響が小さいことから、各種の室内試験・原位置試験 (孔内載荷試験や速度検層) によって評価可能であると判断される。一方、初期応力状態についての調査は、研究所設置場所を設定した大曲断層の西側のボーリング調査で集中的に実施したため、この領域における初期応力場について十分評価可能なデータを取得した。具体的には、研究所設置場所及びその周辺地区では、土被りから推定した鉛直応力と水平面内最小主応力がほぼ等しく、最大主応力はその 1.5 倍程度の範囲内であること、水平面内主応力方向は地表付近から深度 700m 程度の範囲まではほぼ東西方向で一定していることなどの結果が挙げられる。これらの結果はボーリング調査の進捗にあわせ段階的に評価・更新しており、研究所設置地区及び研究所設置場所選定の基礎的データとなったことから、前者の目標はほぼ達成できた。

後者の目標に関しては、基本的な岩石・岩盤の力学物性のほか、岩石が有するスレーキングや膨張性を調べるための室内試験、研究所設置場所及びその周辺地区の初期応力分布や、原位置岩

盤中の割れ目が力学物性に及ぼす影響などを調べるための孔内載荷試験を、地下施設設計のために実施した。初期応力測定結果に関しては、直接的に地下施設設計における空洞安定性評価のための境界条件を設定するために用いられるとともに、周回坑道のレイアウトも最大主応力方向を考慮して決定した。また、岩盤の力学物性については、ボーリング調査で得られた力学物性値をもとに、孔内載荷試験やヘアークラックなどの影響因子を考慮した形で物性値を保守側に再設定している。さらに、実際に立坑や坑道を掘削した際にその周辺岩盤中に生じると考えられる事象（時間依存変形、ひずみ軟化挙動、水-応力連成現象）を考慮した解析・評価を実施し、第2次とりまとめなどで示されている設計手法を適用して得られた支保工などの安定性を別途検討し、後者の目標も達成できたと考えられる。

一方、本プロジェクトにおける地上からの調査研究段階は、実際の処分事業で計画されている概要調査地区選定から精密調査前半（実際に坑道を地下に掘削する前）のプロセスと類似するものである。処分事業の観点から見た場合、岩盤力学的に重要なことは、処分場を建設する数 km エリア内の岩盤物性や応力状態を定量的に把握し、それに基づいて処分システムを設計するために必要な解析評価を行うことである。この視点から見た場合の成果として、以下のような項目があげられる。

- ・ 幌延深地層研究計画で対象としているような新第三紀の堆積岩に対しては、数 km エリアの地質構造が十分把握できれば、その領域内の岩石・岩盤の力学物性の分布を決定することができる可能性がある。
- ・ 初期応力状態も、地表から深度数百 m の範囲までで極端な物性変化が見られるにもかかわらず、結晶質岩ほど不連続構造に影響を受けたような変化（Stress decoupling など）は生じない可能性が高い。特に最大主応力方向についてはあまり複雑な変化はしないと考えられる。
- ・ 力学物性や応力の測定においては、既存の調査技術で十分対応可能であると考えられる。
- ・ 新第三紀の堆積軟岩においても、破壊時にはひずみ軟化的な挙動をする可能性が高く、特に EDZ の予測評価においてはこのようなひずみの局所化による変化を定量的に評価することが重要と考えられる。
- ・ 通常の地下構造物にはない特殊な構造（プラグなど）の設計では、非常に長期にわたる EDZ の安定性評価が必要となるため、設計という視点で解析的に評価を行う方法論を提示した。

(5) 地質環境の長期安定性に関する調査研究

本研究課題の第1段階では、幌延地域において過去から現在までに生起した天然現象の変遷を明らかにすることを目的として調査研究を実施した。

4.5 で述べたように、既存情報を利用した調査、地表からの調査・解析及びボーリング孔を利用した調査・解析によって、設定した目的をほぼ達成することができたと考えられる。また、それらに基づき、幌延地域における将来の地質環境を評価・予測する上で考慮すべき天然現象を抽出することができた。幌延地域を事例として実施した調査研究の結果、同地域で生起した天然現象の履歴と個別調査手法に関する主な成果は、下記の通りである。

- ・ 古文書等を含む地震に係わる史料の収集を行い、過去の地震発生域と発生周期を検討した結果、北海道北部地域における大地震（例えば、斜面崩壊を引き起こす程度）の発生周期は、文献史料で遡ることのできる期間よりも長い 800～3,000 年間程度であったと推測される。
- ・ 幌延地域の微小地震群は、南北方向もしくは北北東-南南西方向に延びる震源分布をなすものの、その P 軸方向や地震の断層面は、日本海東縁部における複雑な地下構造を反映した

様々な姿勢をとっているものと推測される。

- ・ 陸域における活構造の分布は、神居古潭帯と新第三系堆積岩類との地質境界（間寒別断層帯）や更別層などの第四系堆積域（幌延断層帯及びサロベツ撓曲帯）、海域では日本海側（稚内及び武蔵断層系）に偏在しているといえる。
- ・ 幌延地域とその周辺における地質構造は、東西圧縮場における **fold-and-thrust** 帯の一部を構成しており、東から順次、褶曲構造が形成されたと考えられる。後期鮮新世以降、現在と同様の東西圧縮場のテクトニクス下に置かれていると考えられる。
- ・ 火山活動については、現在の北海道周辺におけるテクトニクスが将来に亘り変化しない限り、北海道北部地域では将来に亘って火山活動や熱水活動が生じる可能性は低いことが推測される。
- ・ 幌延地域では、海水準変動などにより汀線位置が変化し、将来 10 万年以上の期間において、陸域の拡大や海域の縮小が生じると考えられる。陸域の拡大は現在の利尻島付近、海域の拡大は現在の幌延町市街地付近にまで達すると推測される。
- ・ 幌延地域における氷期の環境は、年平均気温が $-7\sim-3^{\circ}\text{C}$ の不連続永久凍土帯であり、気温の年較差が大きく、冬の寒さが厳しい気候であったと推定される。また、グイマツやハイマツを主とする疎林と草原であったと推定される。第四紀における気候変動が周期的に生じていることを考慮すると、後氷期である現在の気候と上述の氷期における気候とが繰り返し到来するものと推測される。
- ・ 250 万年前から現在に至る地質構造断面図を復元した結果、幌延地域の西側を中心として、東西両側から堆積盆が縮小していく傾向が明らかとなった。特に、東側からの縮小が顕著であることは、鮮新世以降に幌延地域で認められる堆積域の西方への移動と関連した事象であると考えられる。
- ・ 珪藻化石分析、FT 年代測定、後背地解析、シーケンス層序解析及び海成段丘面の形成時期とその分布に基づき、約 300 万年前以降の古地理を復元した。その結果、幌延地域では、海水準変動による汀線位置の大規模な変化を伴いながら、陸域が徐々に西方へ拡大してきたと考えられる。
- ・ 現在進行している地形変化の様式について、幌延町北進地区を対象に地形図による地形計測や空中写真判読による地形判読、現地調査による地形・地質調査、及び河川水中の浮流水砂濃度に基づく検討を行った。その結果、現在の地形変化の様式は、あらゆる地形過程が何らかの形で地形構成物質の諸性質に影響されるというロックコントロールのもと進行していると考えられる。
- ・ 幌延地域における将来の隆起・沈降の傾向について、広域テクトニクスを考慮し検討すると、幌延地域の東部及びサロベツ背斜付近では、平衡状態に達するまで現在の隆起傾向が継続するのに対し、サロベツ原野では、今後の地殻水平歪速度の増加に伴って隆起傾向に転じ、平衡状態に達するまでその隆起傾向が継続していくものと思われる。
- ・ 以上の調査研究の成果に基づき、幌延地域における将来の地質環境を評価・予測する上で考慮すべき天然現象を抽出することができた。
- ・ 幌延地域を東西に横断する方向での地殻水平歪速度は、測地学的手法で $10^{-8}\sim 10^{-7} \text{ year}^{-1}$ 、地質学的手法で $10^{-9}\sim 10^{-8} \text{ year}^{-1}$ となり、両者は同程度あるいは測地学的手法に比べて地質学的手法によって推定した歪速度が最大で 1 オーダー小さい値であった。地質環境の長期安定性の観点からは、地質学的手法により取得した歪速度を採用することが基本と考えられる。
- ・ 稚内及び声問層に含まれる環状イソプレノイドであるステラン／ステレンの有機物比につ

いて、古地温との相関性を調べた。その結果、とくに古地温が 40～60℃の範囲で正の相関性が認められ、有機物比を指標とした侵食量推定手法の開発可能性を示すことができた。

4.8.2 今後の課題及び第 2 段階の調査研究

(1) 地質・地質構造に関する調査研究

今後の課題としては、第 1 段階の調査研究で十分に把握できていない小断層帯の分布や連続性、及び節理の発達状況の把握、これらの分布のモデル化といった不連続構造に関する課題が挙げられる。小断層帯の分布については、立坑近傍に限らず広域的な分布の検討が必要である。小断層帯の連続性については、坑道内における抗壁観察などを用いた調査により十分に把握できる可能性が高く、第 2 段階の調査研究における重点課題の一つといえる。さらに、坑道内でのボーリング孔を用いた孔間試験により不連続構造の連続性などを評価する調査試験などを実施する必要も考えられる。また、節理の発達状況については、換気立坑や東立坑が背斜軸部付近に位置することから、これについても坑道内の調査により把握できる可能性が高いと考えられる。一方、このような小規模な不連続構造の分布のモデル化については、確率論的な方法に頼らざるを得ないが、不確実性が大きいことからその不確実性を低減させることが重要な課題である。

(2) 岩盤の水理に関する調査研究

岩盤の水理に関する調査研究においては、下記に示すような課題が残された。

- ・ 透水係数の深度依存性の根拠が不明確である。深度と共に土かぶり圧が大きくなるため、透水係数が低下する可能性は定性的には想像できるが、稚内層では深度に対する透水係数の低下の割合が非常に大きく、土かぶり圧以外の原因、例えば大曲断層などの地質構造との位置関係などが要因として考えられる。
- ・ 透水係数と小断層帯には有意な相関があると考えられるが、小断層帯でも透水性が高いものや低いものが存在することや、小断層帯の中でも水みちとなっている箇所は限定的であることなどから、小断層帯あるいは小断層帯を形成する割れ目と透水性の関係をより詳細に調査する必要がある。
- ・ 地下水水質の分布は地下水流動の影響を受けていると想定される。第 1 段階では、堆積時に閉じ込められた海水が長期的に降水によって洗い出されると仮定した解析を行ったが、十分検討できていないことから、地下水の地球化学に関する調査から示された地下水水質分布などとの整合性の検討を継続する必要がある。
- ・ HDB-11 孔での水理試験により、地下深部に地形の起伏だけでは説明できないような高い水圧が認められている。これは HDB-2 孔にも見られた現象であるが、このような異常高圧は上向きの動水勾配を発生させる要因となる。異常高圧（過剰間隙水圧）が存在するということは、非定常現象であることを意味しているため、研究所設置地区において認められないとはいえ、長期に亘っても発生しないという保証はない。したがって、処分事業を想定した場合には、原因も含めて追究していくことが重要である。
- ・ 地下水の水質分布との整合性の検討や、異常高圧に関しては、気候・海水準変動や隆起・沈降、侵食・堆積などの天然現象の影響との関係もあることから、これらを総合的にモデル化する手法の開発が必要である。
- ・ 処分事業を想定した場合、地下水流動は物質移行解析に反映するものであるが、その際に必要な有効空隙率などについては、地上からの調査ではその情報を取得することが困難であることから、第 2 段階ではトレーサー試験などを行う必要がある。
- ・ 水文調査については、1、2 年程度の観測期間ではばらつきが大きく算出した涵養量の信頼

性が低いことが挙げられる。

第2段階においては、このような課題に対して調査研究、またはデータの見直しを行う必要がある。実施すべき調査研究としては、坑道壁面観察による透水性と小断層帯あるいは割れ目の関係・割れ目のネットワーク構造の系統化、坑道からのボーリング孔を利用した水理試験、特に2本以上のボーリング孔を利用した孔間水理試験やトレーサー試験による小断層帯あるいは割れ目の水理・物質移行特性の評価、湧水量や長期モニタリングによる水圧や水質データ取得と地上からの調査研究段階で予測した結果との比較・検証、地質構造モデルの更新、表層水理調査の継続によるデータの信頼性の向上などが挙げられる。

そのほか、坑道周辺の掘削影響領域は地層処分において高透水ゾーンとなりうる可能性があるため、坑道掘削に伴う透水性の変化を調査することが必要である。坑道周辺の透水性の変化は応力開放や溶存ガスの脱ガスなどとの連成現象の結果として生ずることから、第2段階の調査研究、モデル化においては、地上からの調査研究段階以上に力学や地下水の地球化学との連成現象に着目して調査研究を進める必要がある。

(3) 地下水の地球化学に関する調査研究

第1段階の調査では、主として地表から掘削したボーリング孔を利用した調査により、地下水の地球化学特性に関するデータを取得した。この調査では、ボーリング孔から採取する地下水への掘削水の混入が避けられないために、分析を実施していない項目（有機物、微生物、コロイド）があることや、地下水の圧力を開放したために分析値の品質が良くない（溶存ガス）、コアからの抽出水の容量が数十 mL であり分析項目に優先順位を付けざるを得ない、などの制約条件や問題点が抽出できた。地下水中有機物・微生物・コロイド・溶存ガスは、地下水の地球化学特性において重要な項目であるだけでなく、地質環境中での物質移行プロセスを理解する上で、欠くことのできない項目である。第2段階及び第3段階の調査研究では、坑道から掘削したボーリング孔を利用して、これらの有機物などに関するデータを、その品質を管理して取得することが重要な課題となる。

第1段階の調査研究計画（特に、ボーリング調査計画）立案時には、塩水系の地下水が堆積岩（多孔質媒体）中に分布していると想定していたが、第1段階の調査の結果、堆積岩中には地下水流動を支配する割れ目・断層などの不連続構造が存在することが明らかとなった。これまでの調査（スケール）では、割れ目などに沿って表層水が地下に浸透している結果は得られていないが、今後、数十メートル四方あるいは数メートル四方面程度の領域を対象とした調査では、割れ目などの不連続構造の分布やその連続性を把握し、それらの知見と地下水の地球化学特性との関係を調査することが必要である。また、第1段階の調査研究により、地下水水質形成プロセスの解明には、研究所設置地区周辺での地形、地質、地下水流動など地質環境の変遷を考慮した考察が必要であることがわかった。

以上のような課題を解決することを1つの目標として第2段階以降の調査研究を進めていく必要がある。

(4) 岩盤力学に関する調査研究

4.8.1 (4)で述べたような成果が得られた一方で、以下に示すような地上からの調査研究段階で残された課題もある。

- ① 幌延における新第三紀の珪質泥岩のように、地表から深度 1,000m 程度までの範囲において岩相変化がほとんどない岩石・岩盤物性を評価する上で、物理検層は非常に有効な手法である。しかし、有効空隙率が極端に大きい珪藻質泥岩層のコアから得られた S 波速度が、原位置速

度検層・PS 検層のそれよりもかなり小さい値を示した。この原因については十分に理解できていない。

- ② 岩石・岩盤の力学物性に関しての異方性が認められることは定性的に確認しているものの、異方性が生じる要因やその性質（層理方向との関連性など）が明確でないため、その定量化には至っていない。
- ③ 地上からのボーリング孔において初期応力測定を行える手法は、現実的には水圧破碎法以外にはないことから、三次元応力状態を正確に把握するには至っていない。また、岩石コアを用いた初期応力測定手法の適用性について十分に評価できていない。
- ④ 坑道掘削時に空洞周辺岩盤に生じる水一応力連成挙動や時間依存変形は、地下施設建設中に大きな影響を及ぼす可能性は低いと考えられるものの、支保工設置後の長期的な時間計画に伴う掘削影響の回復（Self-healing）に対してはそれを規定する主要なメカニズムとなる可能性がある。しかし、これらの現象を考慮した長期的な空洞周辺岩盤中の掘削影響の変化を評価できる手法はない。

①、②については、既往の研究事例の収集・分析や室内試験の追加実施により、その要因や異方性の評価方法について検討を実施している。しかし、③、④については地上からの調査のみではその検討を十分できない課題であり、第 1 段階で構築した岩盤力学に関する調査解析技術の検証とともに第 2 段階以降の調査研究で検討すべきものと考えられる。

第 2 段階の調査研究は、①第 1 段階で構築した岩盤力学調査結果に基づくモデルの検証・更新、②掘削時にのみ実施可能な調査研究に分けることができる。①は、地下施設建設によって乱されない領域と乱された領域（EDZ）における調査の両方を意味しており、②は掘削直後に形成される EDZ の発生メカニズムに関連する調査研究を示している。

①のうち、乱されない領域を対象とした調査研究は、第 1 段階で構築した場のモデル（物性分布や初期応力分布）の検証のために実施するものであり、坑道から掘削したボーリング孔（EDZ の範囲を超えて地下施設を包含するような三次元領域をカバーできる数十 m の長さ）を掘削し、ボーリング孔の物理検層（密度や速度検層）、得られる岩石コアを用いた室内物性試験を主体とした調査を実施する。調査領対象は、第 1 段階の調査研究によって構築した岩盤力学概念モデルに示されるゾーン 1～ゾーン 3 となる。なお、この調査は坑道が展開された後に行うため、主として水平坑道からのボーリング孔掘削・調査として計画している。

一方、①の予測結果の検証及び②については、掘削直後に生じる EDZ の範囲・物性とそのメカニズムを把握する必要があるため、坑道掘削前・中・後の調査も必要となる。特に、調査対象範囲が狭いことと、深度の増加や各ゾーン内で発生する EDZ の大きさも異なってくることが予測されているため、立坑部については数深度で掘削を中断し坑道内からのボーリング調査を実施する必要がある。なお、堆積軟岩では時間経過に伴う EDZ の変化も調査すべき課題の一つであるため、特に立坑周辺部については、地下施設掘削後も調査が実施可能な場所で本調査を行うことを計画している。具体的には、140m・280m 連絡坑道、300m 以深に展開する予定の二つの周回坑道深度である。ボーリング孔長は EDZ の範囲を超える程度の長さ（十数 m）があれば十分であるが、主応力方向に依存して EDZ の範囲が変化することから坑道断面内に 2 ないし 4 方向の調査孔が必要と考えられる。調査項目は、物理検層、室内物性試験のほか、孔壁観察及び孔内載荷試験・透水試験といった原位置岩盤の状態変化・物性変化を直接計測する項目も必要となる。

EDZ の発生メカニズムを把握するための原位置試験は、坑道掘削前・中・後の調査が必要となるため、主として水平坑道部にて原位置試験を行う計画としている。原位置試験のレイアウトなどは、東濃鉱山で実施した掘削影響試験が参考となる。

以上に述べた第 2 段階における調査及び原位置試験の結果に基づき、第 1 段階のモデルの検

証・更新を行うこととなる。また、課題として示した④の項目は、EDZ 関連の調査で取得したパラメータを初期状態としてその後の変化を定期的に測定していくことで評価していくこととなる。これらの調査研究では、初期応力測定としては適用が難しい AE 測定に関しても非破壊で EDZ の範囲などを評価できる手法として基礎的な検討を進めているところである²⁸⁹⁾。

(5) 地質環境の長期安定性に関する調査研究

第 1 段階の調査研究では、幌延地域で生じた天然現象の発生様式や履歴に関する概要をほぼ把握できたと考えられる。また、それらに基づき、幌延地域における将来の地質環境を評価・予測する上で考慮すべき天然現象の抽出とそれらが及ぼす地質環境への影響を整理した。第 2 段階では、その整理結果に基づき、天然現象が及ぼす地質環境への影響に関する調査・解析を主体として進めていく。具体的には、気候・海水準変動や地形・地質構造の変遷を考慮した地下水流動の復元を解析的に進めていくとともに、地表及び地下研究施設で取得する岩石・地下水の地球化学データに基づき、復元結果が現実的に生じる地下水流動であるかを検討する。また、これと並行して、東濃地科学研究ユニットで開発を進めている断層活動の影響評価モデルや地殻温度構造の解析とそれに基づく熱水活動等の影響評価モデルなどを適用し、幌延地域を事例として、地層処分に関わる地質環境（地下水流動、地下水水質、物質移動特性など）の現在から将来にわたる長期的な挙動をモデル化し解析するための一連の調査・解析技術の整備を進めていく。

なお、第 1 段階の調査研究で積み残された天然現象の発生様式と履歴等に関する以下の課題については、第 2 段階から開始する上記の調査研究と並行して進めていく予定である。

- ・ 過去の地震活動については、収集した文献史料がすべて「のちに書かれた編纂物」であることから、地震の有無については検討できたものの、地震の揺れを感じた地点の分布や原典に記述されていた可能性のある地震の被害状況とその分布等を把握することができなかった。地震による揺れを感じた地点の分布やその被害の分布は、地震の規模や震源域を推定するとともに、それに基づく地震発生前後での地殻応力場の変化を推定する上で不可欠の情報である。これらのことから、今後、地震に関する記録が記された文献史料について、原典記述の確認を行うとともに、日本海側で発生した地震に関する文献史料の収集を進める必要がある。
- ・ 第 1 段階における現在の震源分布の解析では、約 3 年弱の短い期間に取得した地震観測データを対象としているため、データ不足に起因する震源決定結果の確からしさに劣る面があることは否めない。このため、今後とも地震観測データを蓄積するとともに、得られたデータに基づき震源決定を実施し、地震活動と地下地質構造との関連性を検討していく必要がある。
- ・ 第 1 段階で作成した復元地質構造断面図では、地層の変形、すなわち地層の層厚が時間変化することを考慮していない。また、変形前と変形後の地層の収支バランスや、断層・褶曲構造の形成に係わる幾何学的制約などを考慮していない。このため、より現実的な復元地質構造断面図とするために、調査研究の進展に伴い得られる新たなデータに基づいて地層の層厚変化や地層の収支バランスを考慮した復元地質構造断面図に改訂していくことが必要と考えられる。これは、同復元断面図による時間変遷を考慮した地下水流動の復元精度を向上させることにつながる。
- ・ 将来の火山や熱水活動については、地質学的手法のみならず、地震波トモグラフィーや MT 法などの地球物理学的手法を用いることにより、幌延地域を含む北海道北部地域の地下深部におけるマグマや高温流体等の存在可能性を検討するとともに、シミュレーション等による理論的な検討をあわせて行い、文献調査による熱構造の変遷の推定に関する信頼性を

向上させることが必要である。

- ・ 氷期－間氷期に伴う幌延地域の古気候の変遷については、北海道北部地域の南部に位置する剣淵盆地や、北海道北端部の稚内市声問沼での植生復元に基づく検討を行った。しかし、植生は、標高や降水量、海岸からの距離等に依存して大きく変化することが知られている。一方、過去の植生を復元することが出来たならば、得られた植生を現在の地球上に分布する植生と比較することにより、過去の気温のみならず過去の降水量をある程度推定することができる。降水量や植生は、将来の涵養量を推定する上で重要な基礎データであることから、今後、幌延地域で採取した花粉分析試料により植生の復元を行い、気温や降水量を含む古環境の復元を行うことが必要と考えられる。
- ・ 幌延地域における地形変化について、第 1 段階の調査研究では定性的な地形変化の傾向を把握したのみである。今後、地形変化を考慮した地質環境の変遷を検討するうえで、ロックコントロールを考慮可能な地形変化シミュレーションを開発する必要があるとともに、シミュレートに必要な地形量データを地層ごとに取得する必要があると考えられる。

4.8.3 得られた技術的知見

(1) 地質・地質構造に関する調査研究

- i) 空中物理探査では、畜産業が盛んな地域では家畜などへの影響、鉄道や市外上空における規制などにより飛行高度が制約されるため、取得したデータの品質が十分ではないことがある。
- ii) 海成堆積物からなる地層中の断層帯の位置とその水理特性を検討する際には、電磁探査などの比抵抗探査によって地下浅部の地層の比抵抗を把握することが一つの有効な調査手法である。得られた比抵抗構造を解釈する際には、比抵抗差の要因が岩相によるものなのか、地下水の水質によるものであるかを考慮する必要がある。段階を意識した比抵抗探査の進め方としては、徐々に評価対象深度を浅くしていくことが効率的である。
- iii) 物性値の変化に乏しい地層を対象に反射法地震探査を実施する場合は、発振点／受振点の間隔を密にしても、反射波の連続性や分解能の向上に大きな期待はできない場合がある。さらに、傾斜の複雑な地層を対象にマルチオフセット VSP 探査を効果的に適用することは困難である。段階を意識した反射法地震探査の進め方としては、まず通常の仕様で探査を実施し、そこで得られた反射波の連続性や分解能が比較的良好な場合に限り、より高密度な探査の実施を検討することが効率的である。また、得られた反射波が比較的水平な場合に限り、VSP 探査の実施を検討することが効率的である。
- iv) 横ずれが優勢な断層を観察する場合には、水平露頭面を人工的に作成（トレンチ）するような手法が有効である。
- v) 珪藻化石を用いた後背地解析法は、山地・丘陵の形成過程の解明に適用できる可能性がある。
- vi) 段丘を対象とした RIPL 法は、隆起速度や各時期の海陸分布の解明に有効である。
- vii) GPS 基線長（観測点間の距離）と地震との関係を検討することは、マグニチュード及び震央までの距離などの関係から、地質環境（応力や歪）に対する地震の影響の有無や程度の把握に有効であることが分かった。

(2) 岩盤の水理に関する調査研究

過去に地下資源開発のための調査が実施されてきた堆積岩地域においては、既存の調査により得られている知見を十分に活用することで、調査、モデル化を効率的に進めることができる。幌延地域においては、豊富町に位置する豊富温泉のボーリング孔や、基礎試錐「天北」などから、稚内層あるいは増幌層中に割れ目が卓越した場所が存在する可能性が示唆されていた。また、調

査の進展とともに小断層帯という割れ目の密集した箇所が透水性に寄与していることもわかってきた。これらの情報を基に亀裂性岩盤を対象とした調査や試験を実施すべきであったが、十分な調査や試験を行うことができたとはいえない。また、異常高圧の存在についても北川口 SK-1 や研究所設置区域選定の際に掘削した HDB-2 孔において認められていたが、研究所設置地区周辺では存在する可能性は低いという仮定のもと、調査ではほとんど考慮していなかった。対象岩盤が多孔質岩盤と仮定するか、亀裂性岩盤と仮定するかは、調査・モデル構築・解析において重要な前提条件であり、仮定に応じた調査の考え方、調査項目、手法を選択する必要がある。例えば、多孔質岩盤であれば原位置の水理試験を多く実施するよりも室内の透水試験を多く実施することが経済的であるが、亀裂性岩盤であれば、ボーリング孔を用いた調査（流体検層や水理試験）を重視し、原位置での水理試験の試験区間長も慎重に検討する必要がある。物質移行特性を検討する上でも、多孔質岩盤と亀裂性岩盤では調査研究方法が異なると考えられる。地下水流動解析や物質移行解析についても、岩盤の水理特性に応じて手法の検討あるいは開発が求められ、また、解析手法に応じて調査で取得すべきパラメータも異なってくる。処分事業においては、既存情報、あるいは1本目のボーリング調査で多孔質岩盤と仮定するか、亀裂性岩盤と仮定するか、その他、異常高圧の存在可能性などの重要な水理特性を見極め、また、それ以降の調査結果においても柔軟に対処していくことが重要であるといえる。

地表からの調査研究（表層水理調査）では、深部の地下水流動と生物圏の境界である表層水理に関する調査についても検討が重要である。水文調査による流域規模の水収支の把握や、帯水層の分布の把握は、処分事業における基本的な調査として重要である。本計画では観測開始からの期間が短く、手法の適用性について評価するための十分なデータは得られていないが、寒冷地における調査手法の整理とその適用性の基本的な検討が行えた。

ボーリング孔を利用した調査については、技術開発とともに試行錯誤的に実施してきたため、新しいボーリング調査ほど品質の高いデータが取得できたと考えられる。地上からの調査研究段階の後半では、流体検層から水理試験位置選定のプロセスや水理試験シーケンスなどがほぼ体系化され、HDB-11 孔で実施した流体電気伝導度検層では、水みち箇所の抽出やその透水性などについて総合的に検討できるに至った。ただし、フローメータ検層は、孔壁の崩壊や泥水の残留の影響のため、良い結果が得られていない。ボーリング孔を利用した調査においては、対象岩盤や地下水の水質などの特性に適した調査手法（調査の組み合わせ）が異なるため、処分事業においては早期にその場に合わせた調査手法の体系化を行い、できる限り複数のボーリング孔で同品質の調査結果が得られる調査を実施する必要がある。

(3) 地下水の地球化学に関する調査研究

第1段階の調査研究で適用した調査手法、解析手法は幌延の堆積岩中の地下水の地球化学特性を把握するために有効であり、個々の要素技術は処分事業における地質環境調査へ適用可能であると考えられる。一方で、堆積岩中において割れ目などの不連続構造の存在を考慮した調査（ボーリング調査など）については、事前の検討が十分ではなかったことや、調査戦略の変更を行えなかったことなど、第1段階の調査を振り返ると、成功とは言い難い。すなわち、処分事業などで地質環境調査を行う場合には、堆積岩であっても多孔質媒体と亀裂性媒体の岩盤の水理特性を併せ持つことを前提とした計画が必要である。

(4) 岩盤力学

岩盤力学的調査研究に関しては、新規に調査解析技術を必要とするものではなかった。しかし、今回調査対象とした 3km×3km 四方の地表から深度 1,000m 程度の範囲までに分布する岩盤は、

新第三紀珪質岩でありかつその領域に分布する岩盤はほとんどが遷移的に変化し時代的なギャップ（不整合など）や岩相の変化に極めて乏しい岩石であった。このような環境を対象とした調査研究は、国内外を見てもそれほど事例が多いとは思われない。したがって、本調査研究で得られた技術的知見としては、以下のような事項を挙げることができる。

- ・ 岩相変化に乏しい岩盤を調査する上では、物理検層のような連続データを取得し、その結果にもとづいて調査位置の決定、結果の解釈及びモデルの構築を行うことが、調査からモデル化・解析に至る作業の合理化及び信頼性向上の上で必要不可欠である。
- ・ 幌延に分布する珪質泥岩のように、ほぼ同時代に形成され水平方向の均質性が非常に高いと考えられる岩盤においては、深度方向に見た場合には必ずしもその物性が均一ではないことがわかった。逆に言えば、既往の地質図や少量のポイントデータなどからだけで数 km エリアの岩盤物性の三次元分布を推定することは危険であることを意味していると考えられる。これを避けるためには、数本のボーリング調査が必要であると考えられる。
- ・ 初期応力測定結果は、大曲断層の推定位置の東西領域の深度 500m 程度までの範囲においても、主応力方向や主応力値が変化する可能性が小さいことを示すデータが得られた。これは、仮に堆積軟岩のような岩盤を対象として処分場のレイアウトなどの検討を行う際には、結晶質岩のように岩盤中に存在する大小の不連続構造（断層や割れ目など）が初期応力場に与える影響を考慮する必要がないことを意味しており、一つの重要な知見と考えられる。ただし、初期応力値については、これまで東濃鉱山などの測定事例でも見られるように岩盤の剛性によって変化する可能性がある。このため、剛性が異なる岩盤が分布する場合には、それぞれの岩盤の領域内で初期応力測定を実施することが応力値の定量的な信頼性を向上させる上で重要と考えられる。

(5) 地質環境の長期安定性に関する調査研究

天然現象に関する過去の履歴を明らかにするための個別要素技術については、特筆すべき事項はない。しかし、幌延地域を事例とした調査研究により、数万年以上の期間を対象として将来の地質環境を評価・予測する際に念頭に置くべき重要な事項が幾つか例示可能であるとともに、調査の進め方に関する今後の提言・反省点を挙げる事ができる。

まず、評価・予測する期間が異なると、調査項目が異なる点を指摘できる。4.5.3 (2) ii) で述べた地殻水平歪速度の推定結果にあるように、評価・対象とする期間が異なる場合には、異なる調査手法で取得したデータを用いることが重要である。地殻水平歪速度に関しては、地層処分を対象となるであろう数万年以上の期間を対象とした場合、地質学的手法により取得したデータが基本になると考えられる。これは、評価・予測する期間と比較して、同程度かそれ以上の期間を対象とする調査手法を適用することが必要であることを意味する。対象期間が異なると将来予測に当たって考慮すべき事項が変わる点については、地質構造の変化をあげることができる。4.5.3 (2) ii) で述べた復元地質構造断面図を見ると、100 万年オーダーの時間スケールでは、断層や褶曲が西に向かい順次形成されていくものの、それ以下の時間スケールではそのような変化は大規模には生じないことが推定される。すなわち、幌延地域の場合には、評価・予測の対象期間が数万年程度であれば、地質構造の変化を考慮する必要が無い場合があると考えられる。一方、将来 100 万年程度の期間を対象とする場合には、天北堆積盆の西半部における活構造の成長などもあわせて検討しなければならず、予測に関わる不確実性が大きくなるものと考えられる。このように、与えられた場における地域特性を踏まえて将来の地質環境の評価・予測に際して考慮すべき事象の取捨選択を行うことにより、効率的な調査をすすめることが可能であると考えられる。

また、現在沿岸域である場合でも、場所によっては、氷期－間氷期サイクルに伴う海水準変動

により、氷期には内陸化する可能性があることに注意すべきである。幌延地域の場合には、その西側に広がる海域の水深が 100 m 以浅であり、また、北海道とサハリンの間に位置する宗谷海峡も水深 100 m 以浅である。このため、氷期には幌延地域の西側が現在の海岸線と比較して大陸側に向かい約 30～45 km にわたり陸化するとともに、宗谷海峡がサハリンと陸橋で結ばれて内陸的な位置に変わる（4.5.3 (1) vi) 参照）。このことは、沿岸域を対象とした調査では、調査対象地域周辺の海底地形に関する情報収集が重要であることを示す。

さらに、天然現象が地質環境に及ぼす影響を評価する際には、天然現象が相互作用した結果として地下地質環境に影響が及ぶであろうことに注意が必要である。例えば、幌延地域の古地理は、断層活動などの構造運動と気候・海水準変動との相互作用のもとで変遷してきたことが明らかとなった。特に、約 21 万年前以降の古地理の変遷は、活構造の活動による影響を被りつつ変遷したと考えられる（4.5.3 (2) v) 参照）。視点を変えると、断層活動や隆起・沈降及び海水準変動などの天然現象が個別に影響を及ぼすのではなく、それら天然現象の相互作用の結果が地下の地質環境に影響を及ぼすという点を常に念頭に置くことが重要と思われる。このことは、例えば、地震・断層活動及ぼす地質環境への影響のみを評価したのでは、ある与えられた場所において、天然現象が及ぼす地質環境への影響を適切に評価できない可能性があることを意味している。すなわち、過去から現在に至る天然現象を“地史”という形で総合的に整理したうえで、地質環境への影響を評価する必要がある。これは、天然現象が及ぼす地質環境への影響や、それに基づいて将来の地質環境を評価・予測するに際して、これまで個別に開発を進めてきた影響評価モデルやシミュレーション技術を組み合わせて適用することが必要であることを意味する。このような作業は、これまで地形・地質学の研究者が行ってきた地形発達史や地史を組み立てる作業と同様である。すなわち、現在の地形とその構成物質、埋没した地形や地層の形成時期とその構造、地形構成物質に含まれる植物化石などに関する調査研究成果を統合して、地形発達史や地史を組み立てるという個別要素調査技術の統合である。以上のことから、ある場における地質学的変遷に伴う地下水の流動を推定し、その場の将来における地下水の流動場の変遷を予測するというシステムアプローチ、すなわち古水理地質学的研究のアプローチが重要であることを再度指摘する。

調査の進め方に関する提言・反省点として、次の 2 点を挙げることができる。1 点目は、調査研究の開始にあたり、その目標を設定したうえで調査研究の進め方に関する概略的な「作業フロー」を描くとともに、目標達成に至る道筋を「データフロー」などで示し、調査研究の進め方に係わる「戦略」を明確にすることである。これにより、調査研究の実施項目や内容について、発散や肥大化を防ぐとともに、より効率的な調査を進めることが可能となる。また同時に、地層処分にとって重要とされる地質環境データについて、偏りなくデータ取得を行うことができると考えられる。

2 点目は、調査研究を実際に進めるにあたり、地層処分にとって重要な地質環境の特性やプロセスの変化に係わる情報を偏りなく取得するとともに、調査・解析・評価に至る一連の作業を通して行い、天然現象が及ぼす地質環境への影響に関する感度のある程度把握した上で、より詳細な調査研究項目を選定することが必要とされる点である。地質学的に重要な事象が、必ずしも地層処分にとって重要な地質事象とは限らない。このため、調査研究の開始当初から、個々の調査項目に関する詳細な地質環境データを取得するのではなく、設定した調査項目に関する地質環境データを偏りなく取得し、それに基づいてシステム性能に関する感度解析などを行うことにより、詳細なデータを取得すべき調査研究項目を選定することが必要であると言える。

これらの調査の進め方に関する提言・反省点は、“地層処分にとって”重要な地質環境の特性やプロセスの変化などを常に念頭において調査研究を進めるべきであるとの認識に立ち、第 1 段階の調査研究の開始当初における「戦略」を振り返って得られたものである。

参考文献

- 1) 舟木泰智, 石井英一, 安江健一, 高橋一晴: “文献調査に基づく幌延地域の地質・地質構造に関する検討”, JNC TN5400 2004-006 (2005).
- 2) 澤田臣啓, 奥池司郎: “幌延町内における地質調査”, JNC TJ1420 2001-037 (2001).
- 3) 五十嵐亨, 池田和隆, 東宏幸, 今村杉夫, 大島雅浩: “ヘリコプターを用いた空中物理探査”, JNC TJ1420 2001-035 (2001).
- 4) 浴信博, 山崎眞一: “核燃料サイクル開発機構が進める深地層の科学的研究の現状 (その 2) —幌延深地層研究センターにおける研究の現状—”, 物理探査, 57, pp.373-382 (2004).
- 5) 岸本宗丸, 高山純一, 横井浩一: “電磁法による地上物理探査”, JNC TJ1420 2001-036 (2001).
- 6) 長尾捨一: “5 万分の 1 地質図幅「豊富」及び同説明書”, 北海道立地下資源調査所, p.42 (1960).
- 7) 小嶋尚, 野上道男, 小野有吾, 平川一臣編: “日本の地形 2 北海道”, 東京大学出版会, p.359 (2003).
- 8) 安江健一, 石井英一: “北海道北部、幌延町における大曲—豊富断層の正確な位置の特定”, 活断層研究, No.25, pp.39-45 (2005).
- 9) 新里忠史, 安江健一: “幌延地域における地質環境の長期安定性に関する研究—長期安定性の評価・予測における地域特性の考慮—”, 原子力バックエンド研究, 11, pp.125-137 (2005).
- 10) 岡孝雄, 五十嵐八枝子: “北海道・天塩平野北部の上部新生界—特に勇知層・更別層の堆積相と花粉化石層序について—”, 加藤誠教授退官記念論文集, pp.341-365 (1997).
- 11) 石油公団: “国内石油・天然ガス基礎調査基礎試錐「天北」調査報告書”, 石油公団, p.121 (1995).
- 12) 高橋功二, 福沢仁之, 和田信彦, 保柳康一, 岡孝雄: “北海道北部、日本海沿岸地域の新第三系—その層序と古地理について—”, 地球科学, 38, pp.299-312 (1984).
- 13) 福沢仁之: “北海道天北—羽幌地域の上部新第三系層序の再検討—特に“稚内”・“声問”層について—”, 地質学雑誌, 91, pp.833-849 (1985).
- 14) 三谷勝利, 早川福利, 高橋功二, 石山昭三, 和気徹, 重山武: “豊富背斜地域の天然ガス鉱床”, 北海道地下資源調査資料, No. 125, 北海道開発庁, p.31 (1971).
- 15) 秦光男, 植田芳郎, 松田武雄, 杉山友紀: “20 万分の 1 地質図「天塩」”, 地質調査所, NL-54-17 (1969).
- 16) 山口昇一, 須田芳朗: “20 万分の 1 地質図「枝幸」”, 地質調査所, NL-54-11 (1981).
- 17) 広岡悦郎: “北海道天北地方の石油地質学的研究”, 石油技術協会誌, 27, pp.113-134 (1962).
- 18) 福沢仁之: “北海道北部, 新第三紀後期の層状珪質岩の堆積場”, 地質学雑誌, 93, pp.37-55 (1987).
- 19) 正谷清, 藤田実, 新保久弥, 秋葉文雄, 工藤修治, 青柳宏一, 小林精一: “日本の石油・天然ガス資源「第 1 編北海道」”, 天然ガス鉱業会・大陸棚石油開発協会, pp.1-92 (1982).
- 20) 長尾捨一, 牧野登喜男: “天塩国大曲油田調査報告”, 北海道地下資源調査資料, p.22 (1959).
- 21) 山本裕彦: “オホーツク海および天北日本海側海域の地質構造と堆積盆について”, 石油技術協会誌, 44, pp.28-35 (1979).
- 22) 小椋伸幸, 掃部満: “天北・羽幌地域の石油地質—深部構造特性と炭化水素ポテンシャル—”, 石油技術協会誌, 57, pp.32-44 (1992).
- 23) 岡孝雄: “北海道の後期新生代堆積盆の分布とその形成に関わるテクトニクス”, 地団研専報, 31, pp.295-320 (1986).

- 24) 活断層研究会編新編: “日本の活断層－分布図と資料”, 東京大学出版会, p.437 (1991).
- 25) 池田安隆, 今泉俊文, 東郷正美, 平川一臣, 宮内崇裕, 佐藤比呂志 編著: “第四紀逆断層アトラス”, 東京大学出版会, 東京, p.254 (2002).
- 26) 原口強, 市原李彦, 小笠原洋: “研究所設置地区およびその周辺地域の地質層序に関する調査”, JNC TJ5410 2005-008 (2002).
- 27) 高畑裕之, 長根将格, 松本尚巳: “幌延町における新第三紀堆積岩の地質・地質構造に関する調査”, JNC TJ1420 98-026 (2004).
- 28) 高橋一晴: “幌延深地層研究計画における地表踏査およびボーリング調査の各種測定・分析データ集”, JNC TN5400 2005-010 (2005).
- 29) 安江健一, 秋葉文雄, 大平寛人, 石井英一: “北海道北部、サロベツ背斜付近に分布する声問層上部の鮮新統上部珪藻化石帯とフィッシュン・トラック年代”, 地質学雑誌, 112, pp.284-293 (2006).
- 30) 安江健一, 石井英一, 浴信博, 福島龍朗: “北海道北部、幌延町北進地域の段丘堆積物の特徴”, 地球惑星科学関連学会 2004 年合同大会予稿集, Q042-P004 (2004).
- 31) 三箇智二: “幌延地域におけるリニアメント調査”, JNC TJ5420 2004-001 (2004).
- 32) 三箇智二: “大曲断層に関するリニアメント判読および地表踏査”, JNC TJ5410 2005-006 (2005).
- 33) 石井英一, 安江健一, 田中竹延, 津久井朗太, 松尾公一, 杉山和稔, 松尾重明: “北海道北部、幌延地域における大曲断層の三次元分布と水理特性”, 地質学雑誌, 112, pp.301-314 (2006).
- 34) 石井英一, 福島龍朗: “新第三紀珪質岩における断層の解析事例”, 応用地質, 47, pp.280-291 (2006).
- 35) 松尾公一, 根木健之, 横井浩一, 高橋武春, 手島稔: “幌延深地層研究計画における電磁法による大曲断層調査”, JNC TJ5410 2004-002 (2004).
- 36) 安江健一, 新里忠史, 千葉昭彦: “地中レーダー探査による沖積・段丘面下の地質構造調査”, 日本地質学会第 113 年学術大会講演要旨, p.273 (2006).
- 37) 東中基倫, 津久井朗太, 太田陽一: “幌延深地層研究計画における反射法地震探査を用いた地質構造調査”, JNC TJ1410 2002-002 (2002).
- 38) 東中基倫, 佐野雪子, 小澤岳史: “既存反射法地震探査データの再解析”, JNC TJ5410 2005-009 (2005).
- 39) 東中基倫: “重力データの解析”, 核燃料サイクル開発機構, JNC TJ5410 2004-003 (2004).
- 40) 津久井朗太, 西木司, 東中基倫, 津信宏: “幌延深地層研究計画における高密度反射法地震探査、マルチオフセット VSP 探査、重力探査”, JAEA-Data/Code 2006-026 (2006).
- 41) 操上広志, 竹内竜史, 瀬尾昭治, 今井久, 塩崎功, 下茂道人, 熊本創: “幌延堆積岩中の割れ目帯を考慮した地下水流動解析”, 日本地下水学会 2005 年秋季講演会講演要旨, pp.100-105 (2005).
- 42) 松尾公一, 岸本宗丸, 根木健之, 手島稔: “大曲断層を対象とした電気探査”, JNC TJ5440 2005-001 (2005).
- 43) 渡辺孝文: “幌延町における新第三紀堆積岩の地質・地質構造に関する調査 (その 2)”, JNC TJ5120 2005-005 (2004).
- 44) 松井裕哉, 新里忠史, 山口雄大編: “幌延深地層研究計画 平成 17 年度調査研究成果報告”, pp.3-4, JAEA-Research 2006-073 (2006).
- 45) 石井英一, 濱克宏, 國丸貴紀, 佐藤治夫: “海成堆積物の地下浅部における天水の浸透に伴う地下水の pH 変化”, 地質学雑誌, 113, pp.41-52 (2007).

- 46) 石井英一, 濱克宏, 國丸貴紀, 加藤孝幸: “幌延地域の新第三紀珪質岩に認められる水-岩石反応”, 日本地質学会第 111 年学術大会講演要旨, p.294 (2004).
- 47) 石井英一, 安江健一: “幌延町における鮮新世～前期更新世のテフラ層序と FT 年代”, JNC TN5400 2005-006 (2005).
- 48) 核燃料サイクル開発機構: “高レベル放射性廃棄物の地層処分技術に関する研究開発-平成 15 年度報告-”, JNC TN1400 2004-007 (2004).
- 49) 核燃料サイクル開発機構: “幌延深地層研究計画平成 16 年度調査研究成果報告”, JNC TN5400 2005-001 (2005).
- 50) 石井英一, 安江健一: “幌延深地層研究計画における断層の解析と地質構造モデルの構築”, JNC TN5400 2005-008 (2005).
- 51) 熊本創, 下茂道人, 操上広志: “幌延深地層研究計画における地下研究施設掘削に伴う地下水流動予測解析～地上からの調査結果に基づく水理地質構造のモデル化と解析～”, 日本地下水学会 2007 年地下水流動解析とモデル化に関するシンポジウム発表論文集, pp.43-50 (2007).
- 52) G. B. BAECHER, N. A. LANNEY and H. H. EINSTEIN: “Statistical description of rock properties and sampling”, Proceedings of the 18th U.S. Symposium on Rock Mechanics, pp.5C1/1-5C1/8 (1977).
- 53) 下茂道人, 山本肇, 松井裕哉, 仙波毅: “等価不均質連続体モデルによる釜石鉱山原位置試験場周辺の地下水流解析”, 第 29 回岩盤力学に関するシンポジウム講演論文集, pp.278-282 (1997).
- 54) 高瀬博康, 野口俊英, 若松尚則, マーティンアンドリュース, 山田和公, 高瀬今日子, 田原道子: “幌延深地層研究計画における不確実性を考慮した物質移行解析と原位置試験計画の検討”, JNC TJ5400 2005-001 (2005).
- 55) 下茂道人, 山本肇: “等価不均質連続体モデルによる亀裂性岩盤の浸透流解析手法”, 大成建設技術研究所報, 29, pp.257-262 (1996).
- 56) 動力炉・核燃料開発事業団: “貯蔵工学センター立地環境調査-深層ボーリング報告書”, PNC TJ1027 98-012 (1987).
- 57) 動力炉・核燃料開発事業団: “貯蔵工学センター立地環境調査-深層ボーリング報告書-付図表-”, PNC TJ1027 98-011 (1987).
- 58) 山本卓也, 下茂道人, 藤原靖, 服部弘通, 田所照夫, 岩間彦衛, 名合牧人, 熊本創: “幌延深地層研究センターにおける試錐調査 (HDB-1 孔)”, JNC TJ1400 2002-010 (2002).
- 59) 山本卓也, 下茂道人, 藤原靖, 服部弘通, 田所照夫, 岩間彦衛, 名合牧人, 熊本創: “幌延深地層研究センターにおける試錐調査 (HDB-2 孔)”, JNC TJ1400 2002-011 (2002).
- 60) エスケイエンジニアリング: “幌延町温泉湧出可能性調査報告書” (1996).
- 61) 北海道開発庁: “北海道地下資源調査資料 第 125 号 豊富背斜地域の天然ガス鉱床” (1971).
- 62) 大島洋志, 西田道人, 前川統一郎, 平山利晶, 藤原幹之, 嵐正治: “幌延町開進地区における地下水流動解析研究”, JNC TJ1400 99-045 (1995).
- 63) 小椋伸幸, 掃部満: “天北・羽幌地域の石油地質-深部構造特性と炭化水素ポテンシャル”, 石油技術協会誌, 57, pp.33-44 (1992).
- 64) 兼清豊比古: “北海道北部地域における地質環境データ取得・整理”, JNC TJ1440 99-005 (1999).
- 65) 幌延町: “北進 R-1 報告書” (1968).
- 66) 操上広志, 竹内竜史, 瀬尾昭治: “幌延深地層研究計画における地下水流動解析”, JNC

- TN5400 2005-003 (2005).
- 67) 今井久, 前田信行, 塩崎功, 雨宮清, 千々松正和: “幌延深地層研究計画における地下水流動解析に関する検討”, JNC TJ1400 2002-004 (2002).
 - 68) 今井久, 山下亮, 雨宮清, 塩崎功: “堆積岩地域における広域地下水流動解析手法に関する検討”, JNC TJ1410 2001-002 (2001).
 - 69) 岩井重久, 石黒政儀: “応用水文統計学”, 森北出版, p.278, (1970).
 - 70) 中林宏典, 松岡直基, 松尾満, 中野洋一: “幌延深地層研究所計画における表層水理現地調査”, JNC TJ1410 2001-005 (2002).
 - 71) 池田良光, 関根達夫, 堀田康光: “地下水位・土壌水分観測システムの設置”, JNC TJ5410 2004-014 (2005).
 - 72) 瀬尾昭治, 竹内竜史, 操上広志, 原稔: “幌延深地層研究計画における水収支法による地下水涵養量の推定－2003年8月～2004年7月－”, JNC TN5400 2005-005 (2005).
 - 73) 瀬尾昭治, 操上広志, 藪内聡, 原稔: “浅層ボーリング孔を利用した地下水位観測”, JAEA-Research 2006-079 (2006).
 - 74) 戸村豪治, 操上広志, 柴野一則, 國丸貴紀, 原稔: “幌延深地層研究における表層水理調査の現状”, JAEA-Research (投稿中).
 - 75) C. Doughty and C. F. Tsang: “Application of direct-fitting, mass-integral, and multi-rate methods to flowing fluid electric conductivity logs from Horonobe, Japan”, Report to JAEA/EDOE collaborative Project (2006).
 - 76) 松井裕哉, 新里忠史, 山口雄大編: “幌延深地層研究計画 平成 17 年度調査研究成果報告”, JAEA-Research 2006-073 (2006).
 - 77) 藪内聡, 操上広志, 瀬尾昭治, 原稔, 國丸貴紀, 竹内竜史: “幌延深地層研究計画におけるボーリング孔を用いた地下水の水圧の長期モニタリング”, JAEA-Research 2006-056 (2006).
 - 78) 山本卓也, 下茂道人, 藤原靖, 服部弘通, 名合牧人, 田所照夫, 久慈雅栄: “幌延深地層研究計画における試錐調査 (HDB-3 孔)”, JNC TJ5420 2004-003 (2003).
 - 79) 山本卓也, 下茂道人, 藤原靖, 服部弘通, 名合牧人, 田所照夫, 久慈雅栄: “幌延深地層研究計画における試錐調査 (HDB-4 孔)”, JNC TJ5420 2004-004 (2003).
 - 80) 下茂道人, 山本肇, 熊本創: “亀裂を有する堆積岩中の流れと移行現象に関する研究”, JNC TJ8400 2003-028 (2003).
 - 81) 山本卓也, 下茂道人, 藤原靖, 服部弘通, 名合牧人, 田所照夫, 久慈雅栄: “幌延深地層研究計画における試錐調査 (HDB-5 孔)”, JNC TJ5420 2004-005 (2003).
 - 82) 山本卓也, 下茂道人, 藤原靖, 服部弘通, 名合牧人, 田所照夫, 中垣真一: “幌延深地層研究計画における試錐調査 (HDB-6, 7, 8 孔) のうち HDB-6 孔”, JNC TJ5400 2005-004 (2004).
 - 83) 下茂道人, 熊本創: “亀裂を有する堆積岩中の流れと移行現象に関する研究 (II)”, JNC TJ8400 2004-011 (2004).
 - 84) 山本卓也, 下茂道人, 藤原靖, 服部弘通, 名合牧人, 田所照夫, 中垣真一: “幌延深地層研究計画における試錐調査 (HDB-6, 7, 8 孔) のうち HDB-7 孔”, JNC TJ5400 2005-005 (2004).
 - 85) 山本卓也, 下茂道人, 藤原靖, 服部弘通, 名合牧人, 田所照夫, 中垣真一: “幌延深地層研究計画における試錐調査 (HDB-6, 7, 8 孔) のうち HDB-8 孔”, JNC TJ5400 2005-006 (2004).
 - 86) 竹内竜史, 平田洋一: “溶存ガスを含む地下水調査手法に関する一考察”, 第 38 回地盤工学研究発表会, 平成 15 年度発表講演集, pp.1259-1260 (2003).
 - 87) 核燃料サイクル開発機構: “高レベル放射性廃棄物の地層処分技術に関する知識基盤の構築－平成 17 年取りまとめ 分冊 1 深地層の科学的研究－”, JNC TN1400 2005-014 (2005).

- 88) SKB: “Preliminary site description Forsmark area – version 1.2”, SKB Rapport R-05-18 (2005).
- 89) SKB: “Preliminary site description Simpevarp subarea – version 1.2”, SKB Rapport R-05-08 (2005).
- 90) 今井久, 福留和人, 粥川幸司, 佐々木肇, 千々松正和, 茂呂吉司: “幌延深地層研究計画における地下水流動に関する研究”, JNC TJ5400 2003-009 (2004).
- 91) 今井久, 塩崎功: “水理地質構造モデルの更新と地下水流動解析の実施”, JNC TJ5440 2004-001 (2004).
- 92) 下茂道人, 山本肇, 熊本創, 小野誠, 藤原靖: “幌延深地層研究計画における地質環境のモデル化研究”, JNC TJ5400 2004-004 (2005).
- 93) 操上広志: “幌延深地層研究計画における地下水流動解析－平成 17 年度までの調査結果を踏まえた再解析－”, JAEA-Research 2007-036 (2007).
- 94) 井上博之, 石黒健, 久慈雅栄, 吉野尚人: “堆積岩地域の特徴を考慮した地下水流動現象の解明とモデル化に関する研究”, JNC TJ8400 2004-013 (2004).
- 95) 野本康介, 松井幹雄, 井上博之, 吉野尚人, 唐崎健二, 伊藤一誠: “堆積岩地域の水理特性を把握するためのモデル解析”, JNC TJ8400 2005-005 (2005).
- 96) 戸井田克, 須山泰宏, 塩釜幸弘, 渥美博行, 安部泰典, 古市光昭: “幌延深地層研究計画における地質環境モデルの体系化に関する検討”, JNC TJ5400 2003-003 (2003).
- 97) 高瀬博康, リチャード・メトカーフ, 稲垣学, 野口俊英, 青山裕司, 高瀬今日子, 田原道子: “幌延深地層研究計画における地質環境モデルの体系化に関する検討 (その 2)”, JNC TJ5400 2003-006 (2004).
- 98) 操上広志, 安江健一, 新里忠史, 今井久, 塩崎功, 山下亮: “気候・海水順変動が地下水流動に与える影響に関する解析的検討－幌延地域を例として－”, 地下水流動解析とモデル化に関するシンポジウム発表論文集, pp.59-66 (2007).
- 99) H. Yamamoto, T. Kunimaru, H. Kurikami, M. Shimo, and T. Xu: “Long-term simulation of ambient groundwater chemistry at Horonobe Underground Research Laboratory, Japan -Application of coupled hydro-geochemical model-”, GeoProc2006 Advances on Coupled Thermo-Hydro-Mechanical-Chemical Processes in Geosystems and Engineering, Nanjing, pp.382-387 (2006).
- 100) 核燃料サイクル開発機構: “わが国における高レベル放射性廃棄物地層処分の技術的信頼性－地層処分研究開発第 2 次取りまとめ－分冊 3 地層処分システムの安全評価”, JNC TN1400 99-023 (1999).
- 101) 菱谷智幸, 西垣誠, 橋本学: “物質移動を伴う密度依存地下水流の 3 次元数値解析手法に関する研究”, 土木学会論文集, No.638/III-49, pp.59-69 (1999).
- 102) M. Shimo, N. Nishijima and K. Fumimura: “Evaluation of uncertainty due to hydrogeological modeling and groundwater flow analysis (3) – Taisei Equivalent Heterogeneous Continuum Model using EQUIV_FLO –”, 亀裂性岩盤における浸透問題に関するシンポジウム発表論文集, pp.269-278 (2001).
- 103) 北海道立地下資源調査所: “北海道水理地質図幅説明書第 1 号稚内” (1983).
- 104) 濱克宏, 國丸貴紀, 嶋田純: “堆積岩中の地下水の地球化学特性調査手法について－幌延の第三紀堆積岩を例として－”, 日本地下水学会 2005 年秋季講演会講演要旨, pp.106-109 (2005).
- 105) 木方建造, 大山隆弘, 馬原保典: “圧密型岩石注水装置の制作と深部堆積岩への適応”, 応用地

- 質, 40, 5, pp.260-269 (1999).
- 106) 地下水ハンドブック編集委員会編: “地下水ハンドブック”, 地下水ハンドブック編集委員会 (1979).
 - 107) 寺本雅子, 嶋田純, 國丸貴紀: “コア間隙水中の安定同位体比をもとにした低透水性堆積岩盤における地下水挙動の兆候”, 日本応用地質学会, 47, 2(20060610), pp.68-76 (2006).
 - 108) 酒井均, 松久幸敬: “安定同位体地球化学”, 東京大学出版会 (1996).
 - 109) T. Kunimaru and R. Metcalfe: “Isotopic study for the estimation of C-14 age of groundwater at the Horonobe, Hokkaido”, Japan, Proc. Int. Conf. on Accelerator Mass Spectrometry, Nagoya, Japan, p198 (2002).
 - 110) I. Clark and P. Fritz: “Environmental isotopes in hydrogeology”, Lewis Publishers, NewYork (1999).
 - 111) S. Nagao, T. Iwatsuki and K. Hama: “Characterization of groundwater humic substances by high-performance size exclusion chromatography with fluorescence detection”, Abstract. International Workshop on Waste Management in Sapporo, pp.3-4 (2005).
 - 112) 永翁一代, 濱克宏, 國丸貴紀, 中山雅, 青木和弘, 加藤憲二: “新第三紀堆積岩における地下水中の細菌群集—北海道幌延地域を対象とした研究(第二報) クローニングによる系統解析—”, 第 21 回日本微生物生態学会講演要旨集, p.138 (2005).
 - 113) 下茂道人, 山本肇, 熊本創, 小野誠, 藤原靖: “幌延深地層研究計画における地質環境のモデル化研究”, JNC TJ5400 2004-004 (2005).
 - 114) (財) 災害科学研究所トンネル調査研究会編: “地盤の可視化と探査技術”, 鹿島出版会 (2001).
 - 115) M. Laaksoharju, C. Skårman and E. Skårman: “Multivariate Mixing and Mass-balance (M3) calculations, a new tool for decoding hydrogeochemical information”, Applied Geochemistry Vol. 14, #7, pp.861-871 (1999).
 - 116) M. Laaksoharju, E-L. Tullborg, P. Wikberg, B. Wallin and J. Smellie: “Hydrogeochemical conditions and evolution at Äspö HRL, Sweden”, Applied Geochemistry Vol. 14, #7, pp.835-859 (1999).
 - 117) 核燃料サイクル開発機構: “わが国における高レベル放射性廃棄物地層処分の技術的信頼性—地層処分研究開発第 2 次取りまとめ—分冊 2 地層処分の工学技術”, JNC TN1400 99-022 (1999).
 - 118) 地盤工学会編: “堆積軟岩の工学的性質とその応用”, 土質基礎工学ライブラリー 30
 - 119) M. Brady and M.D. Zoback: “Compressive and tensile failure of boreholes arbitrarily induced to principal stress axis: application to the KTB borehole Germany”, Int. J. Rock Mech. Sci., pp.1035-1038 (1993).
 - 120) 核燃料サイクル開発機構: “わが国における高レベル放射性廃棄物地層処分の技術的信頼性—地層処分研究開発第 2 次取りまとめ—分冊 1 わが国の地質環境”, JNC TN1400 99-021 (1999).
 - 121) 松井裕哉, 前田信行, 吉川和夫: “MIU-3 号孔における力学特性調査結果および正馬様用地における土岐花崗岩体の岩盤力学的概念モデル”, JNC TN7420 2001-001 (2001).
 - 122) 松井裕哉, 青柳茂男, 宮野前俊一: “新第三紀珪質岩の風化特性に関する実験的検討”, 第 41 回地盤工学研究発表会講演予稿集, pp.495-496 (2006).
 - 123) 森谷武雄: “北海道とその周辺における地震のメカニズム解から推定される地殻内部応力場”,

- 124) 丹生屋純夫, 松井裕哉, 山本卓也, 杉山和稔: “孔内載荷試験による深部堆積岩の変形特性評価”, 第 40 回地盤工学会講演要旨集, pp.559-560 (2005).
- 125) 長秋雄: “高レベル放射性廃棄物地層処分深度の岩盤初期応力状態”, 物理探査学会第 107 回学術講演会講演予稿集, pp.118-121 (2002).
- 126) 山本卓也, 青木智幸, 瀧治雄, 城まゆみ: “堆積軟岩の長期挙動に関する調査試験研究”, JNC TJ5400 2003-001 (2003).
- 127) 松井裕哉, 山本卓也: “幌延地域の新第三紀堆積岩の力学特性”, 土木学会第 59 回年次学術講演会講演予稿集, pp.23-24 (2004).
- 128) 原子力安全委員会: “高レベル放射性廃棄物の概要調査地区選定段階において考慮すべき環境要件について”, 平成 14 年 9 月 30 日 (2002).
- 129) M. Kawamura, T. Ohi, H. Makino, K. Umeda, T. Niizato, T. Ishimaru and T. Seo: “Study on evaluation method for potential impacts of “natural phenomena” on a HLW disposal system”, Proceedings of 2006 East Asia Forum on Radwaste Management Conference (2006 EAFORM Conference), pp.350-367 (2006).
- 130) 太田久仁雄, 湯佐泰久: “放射性廃棄物地層処分の概念とナチュラルアナログ研究の役割”, 資源環境地質学—地球史と環境汚染を読む—, 資源地質学会, pp.379-386 (2003).
- 131) R. ヒューゲット (藤原健蔵, 米田巖 訳): “システム分析とは何か”, 「地域システム分析」第 2 章, 古今書院, pp.19-28 (1989).
- 132) 笹尾英嗣, 岩月輝希, 天野由記: “東濃ウラン鉱床でのナチュラルアナログ研究からみた古水理地質研究の役割”, 資源地質, 56, pp.125-132 (2006).
- 133) 気象庁: “地震年報 平成 14 年”, 財団法人 気象業務支援センター (2004).
- 134) 小池一之, 町田洋 編著: “日本の海成段丘アトラス (CD-ROM3 枚+付図)”, 東京大学出版会 (2001).
- 135) 小山真人: “日本の史料地震学研究の問題点と展望”, 地学雑誌, 108, pp.346-369 (1999).
- 136) 宇佐美龍夫: “最新版日本地震被害総覧[416]—2001”, 東京大学出版会 (2003).
- 137) 総理府地震調査研究推進本部地震調査委員会編: “日本の地震活動—被害地震から見た地域別の特徴—<追補版>”, 財団法人 地震予知総合研究振興会 地震調査研究センター (1999).
- 138) 石橋克彦: “古地震研究の問題点”, 太田陽子・島崎邦彦編「古地震を探る」, 古今書院, pp.193-207 (1995).
- 139) 更科源三: “北海道伝説集・アイヌ編”, 楡書房 (1955).
- 140) 新里忠史, 重野聖之, 高清水康博: “北海道における地震に関するアイヌの口碑伝説と歴史記録”, 歴史地震, 21, pp.121-136 (2006).
- 141) 矢田俊文: “既刊地震史料集の校訂諸問題”, 月刊地球, 27, pp.825-829 (2005).
- 142) 北海道編: “新北海道史年表”, 北海道出版企画センター (1992).
- 143) 青森県総務部消防防災課: “青森県の地震総覧” (1998).
- 144) 小疇尚, 野上道男, 小野有吾, 平川一臣編: “日本の地形 2 北海道”, 東京大学出版会, pp.201-262 (2003).
- 145) 米倉伸之, 貝塚爽平, 野上道男, 鎮西清高編: “日本の地形 1 総説”, 東京大学出版会 (2001).
- 146) 防災科学技術研究所: 高感度地震観測網, <<http://www.hinet.bosai.go.jp/>>.
- 147) 森谷祐一, 新里忠史, 北村至, 堀田光, 大原英史: “マルチプレット・クラスタリング解析による北海道北部幌延地域の微小地震解析”, 社団法人物理探査学会第 115 回学術講演会論文集,

- pp.46-49 (2006).
- 148) N. Hirata and M. Matsu'ura: "Maximum-likelihood estimation of hypocenter with origin time eliminated using nonlinear inversion technique", *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 47, pp.50-61 (1987).
 - 149) H. Moriya, H. Niitsuma and R. Baria: "Multiplet-Clustering Analysis reveals structural details within the seismic cloud at the Soultz geothermal field, France", *Bulletin of the Seismological Society of America*, 93, pp.1606-1620 (2003).
 - 150) 田村慎, 笠原稔, 森谷武男: "臨時地震観測による北海道北部地域の微小地震活動と地殻構造", *地震* 2, 55, pp.337-350 (2003).
 - 151) 気象庁: 日本付近で発生した主な被害地震 (平成 8 年~18 年 12 月), <<http://www.jma.go.jp/jma/index.html>> (アクセス日 2007-01-29) .
 - 152) 伊藤谷生: "北海道におけるアクティブテクトニクスの現フェーズはいつ始まったのか?", *月刊地球*, 21, pp.608-613 (1999).
 - 153) 鷺谷威: "明治期以降の歪み集中帯", 大竹政和, 平朝彦, 太田陽子編「日本海東縁の活断層と地震テクトニクス」, 東京大学出版会, pp.133-150 (2002).
 - 154) 野原壯, 郡谷順英, 今泉俊文: "活断層 GIS データを用いた地殻の歪速度の推定", *活断層研究*, 19, pp.23-32 (2000).
 - 155) 津久井朗太: "幌延における地質環境の長期安定性に関わるデータ集—電磁探査機器および GPS 機器による長期観測", JNC TN5450 2004-001 (2005).
 - 156) 岡村行信: "日本海東縁海域の逆断層と地殻短縮量推定の試み", *月刊地球*, 20, pp.460-465 (1998).
 - 157) S. Marshak and N. Woodward: "Introduction to cross-section balancing", *Basic Methods of Structural Geology* (Marshak, S. and Mitra, G., eds.), PRENTICE HALL, pp.303-332 (1998).
 - 158) 海上保安庁水路部: "海底地質構造図・海底地形図・海底地形地質調査報告「天売島」", 沿岸の海の基本図 (5 万分の 1) (1994).
 - 159) 地質調査所編: "日本周辺海域音波探査データベース (CD-ROM 版)" (2001).
 - 160) 大竹政和, 平朝彦, 太田陽子編: "日本海東縁の活断層とテクトニクス", 東京大学出版会 (2002).
 - 161) 古澤明: "RIPL法により由布岳火山周辺のテフリックレスから見いだした火山活動", *地質学雑誌*, 110, pp.19-37 (2004).
 - 162) 秋葉文雄, 平松力, I. B. Tsoy, 小笠原憲四郎, 天野和孝: "珪藻化石層序によるサハリン島南部の Maruyama 層・Kurasi 層の年代と北海道天北地域の第三系との対比", *地学雑誌*, 109, pp.203-217 (2000).
 - 163) 嵯峨山積: "北海道北部地域の遠別層・声問層と勇知層の地層境界の地質年代—ルベシュベ川と上ヌナカンルート—", *地質学雑誌*, 109, pp.310-323 (2003).
 - 164) 藤原治, 柳田誠, 三箇智二, 守屋俊文: "地層処分から見た日本列島の隆起・侵食に関する研究", *原子力バックエンド研究*, 11, pp.113-124 (2005).
 - 165) K. Aoyagi and T. Kazama: "Transformational changes of clay minerals, zeolites and silica minerals during diagenesis", *Sedimentology*, 27, pp.179-188 (1980).
 - 166) A. Iijima and R. Tada: "Silica diagenesis of Neogene diatomaceous and volcanoclastic sediments in northern Japan", *Sedimentology*, 28, pp.185-200 (1981).
 - 167) 吉村尚久: "鉱物の変化から見た堆積盆の熱履歴評価", *石油技術協会誌*, 59, pp.271-278

- (1994).
- 168) 高橋一晴, 新里忠史, 安江健一, 石井英一: “北海道北部幌延町における地球化学的特徴を用いた侵食量の推定”, JNC TN5400 2005-011 (2005).
 - 169) 谷津栄寿: “地形プロセス”, 地形学辞典, 二宮書店, pp.393-394 (1981).
 - 170) 鈴木隆介: “河谷地形”, 建設技術者のための地形図読図入門第 3 巻「段丘・丘陵・山地」第 13 章, 古今書院 (2000).
 - 171) 山岸宏光編: “北海道の地すべり地形 分布図とその解説”, 地すべり学会北海道支部監修, 北海道大学図書刊行会 (1993).
 - 172) 倉茂好匡: “浮流土砂の測定および解析方法”, 水文地形学—山地の水循環と地形変化の相互作用—, 古今書院, pp.132-142 (1996).
 - 173) 海上保安庁: “20 万分の 1 海底地形図「天売島」” (1972).
 - 174) 石川有三: “日本海東縁の地震活動から見た歪み集中帯”, 日本海東縁の活断層と地震テクニクス (大竹政和, 平朝彦, 太田陽子 編), 東京大学出版会, pp.151-165 (2002).
 - 175) 島村英紀, 森谷武男: “北海道の地震”, 北海道大学図書刊行会 (1994).
 - 176) 佐々木利和, 吉原敏弘, 児島恭子編: “アイヌの道”, 吉川弘文館 (2005).
 - 177) 池原研: “北海道北端部, 利尻トラフの海底堆積物中にタービダイトとして記録された地震”, 第四紀研究, 39, pp.569-574 (2000).
 - 178) 池田安隆, 今泉俊文, 東郷正美, 平川一臣, 宮内崇裕, 佐藤比呂志 編著: “第四紀逆断層アトラス”, 東京大学出版会 (2002).
 - 179) 地震調査研究推進本部地震調査委員会: “今後の重点的調査観測について—活断層で発生する地震及び海溝型地震を対象とした重点的調査観測, 活断層の今後の基礎的調査観測の進め方—”, 地震調査研究推進本部 (2005).
 - 180) 中田高, 今泉俊文 編著: “活断層詳細デジタルマップ (+DVD2 枚 +付図)”, 東京大学出版会 (2002).
 - 181) 活断層研究会編: “新編 日本の活断層—分布図と資料”, 東京大学出版会 (1991).
 - 182) 徳山英一, 本座栄一, 木村政昭, 倉本真一, 芦寿一郎, 岡村行信, 荒戸裕之, 伊藤康人, 徐垣, 日野亮太, 野原 壯, 阿部寛信, 坂井真一, 向山建二郎, 海域地質構造マップワーキンググループ: “日本周辺海域中新世最末期以降の構造発達史 (CD-ROM 版)”, 海洋調査技術, 13 (2001).
 - 183) 岡孝雄: “北海道とその周辺海域のネオテクニクスに関する諸問題—付、札幌付近での活断層の存在と地震発生についての考察—”, 川村信人・岡孝雄・近藤務編「加藤誠教授退官記念論文集」, pp.427-449 (1997).
 - 184) 中村一明: “日本海東縁新生海溝の可能性”, 東京大学地震研究所彙報, 58, pp.711-722 (1983).
 - 185) 小林洋二: “プレート”沈み込み”の始まり”, 月刊地球, 5, pp.510-518 (1983).
 - 186) 平朝彦: “日本海東縁の変動と日本列島のテクニクス”, 日本海東縁の活断層と地震テクニクス (大竹政和, 平朝彦, 太田陽子 編), 東京大学出版会, pp.3-15 (2002).
 - 187) 山本裕彦: “オホーツク海および天北日本海側海域の地質構造と堆積盆について”, 石油技術協会誌, 44, pp.260-267 (1979).
 - 188) 北海道工業振興委員会: “北海道の石油・天然ガス資源—その探査と開発 (昭和 52 年~63 年)—”, 北海道商工労働観光部資源エネルギー課 (1990).
 - 189) 新里忠史, 安江健一: “幌延地域における地質環境の長期安定性に関する研究—長期安定性の評価・予測における地域特性の考慮—”, 原子力バックエンド研究, 11, 125-138 (2005).

- 190) 広瀬亘, 中川光弘: “北海道中央部～東部の新第三紀火山活動: 火山学的データおよび全岩化学組成からみた島弧火山活動の成立と変遷”, 地質学雑誌, 105, pp.247-265 (1999).
- 191) H. Miura: “A proposal for the source vent of the Rishiri-Wankonosawa tephra (Rs-Wn), the late Pleistocene maker tephra in northern Hokkaido”, Geogr.Rep.Tokyo Metrop.Univ., 30, pp.133-145 (1995).
- 192) 石塚吉浩: “北海道北部, 利尻火山の形成史”, 火山, 44, pp.23-40 (1999).
- 193) 田中明子, 山野 誠, 矢野雄策, 笹田政克: “日本列島及びその周辺域の地温勾配及び地殻熱流量データベース”, 数値地質図 DGM P-5, 産業技術総合研究所 地質調査総合センター (2004).
- 194) 八幡正弘: “北海道における後期新生代の鉱化作用および熱水活動の時空変遷”, 北海道立地質研究所報告, 73, pp.151-194 (2002).
- 195) 田中明子, 矢野雄策, 笹田政克, 大久保泰邦, 梅田浩司, 中司昇, 秋田藤夫: “坑井の温度データによる日本の地温勾配値のコンパイル”, 地質調査所月報, 50, pp.457-487 (1999).
- 196) 浅森浩一, 梅田浩司: “地下深部のマグマ・高温流体等の地球物理学的調査技術ー鬼首・鳴子火山地域および紀伊半島南部地域への適用ー”, 原子力バックエンド研究, 11, pp.147-156 (2005).
- 197) 増田耕一, 阿部彩子: “第四紀の気候変動”, 岩波講座地球惑星科学第 11 巻第 4 章, 岩波書店, pp.103-156 (1996).
- 198) 小野有五: “北の陸橋”, 第四紀研究, 29, pp.183-192 (1990).
- 199) 小野有五, 五十嵐八枝子: “北海道の森林”, 北海道の自然史, 北海道大学図書刊行会, pp.81-99 (1991).
- 200) 五十嵐八枝子: “完新世の森林と気候の変化”, 北海道の自然史, 北海道大学図書刊行会, pp.181-205 (1991).
- 201) 山田悟郎: “北海道の植生史 (1) ー北北海道”, 図説日本列島植生史 (安田喜憲, 三好教夫編), 朝倉書店, pp.39-50 (1998).
- 202) 五十嵐八枝子, 五十嵐恒夫, 大丸裕武, 山田 治, 宮城豊彦, 松下勝秀, 平松和彦: “北海道の剣淵盆地と富良野盆地における 32,000 年間の植生変遷史”, 第四紀研究, 32, pp.98-105 (1993).
- 203) 三浦英樹, 平川一臣: “北海道北・東部における化石凍結割れ目構造の起源”, 地学雑誌, 104, pp.189-224 (1995).
- 204) T. Suzuki, E. Tokunaga, H. Noda and H. Arakawa: “Effects of rock strength and permeability on hill morphology”, Transactions, Japanese Geomorphological Union (地形), 6, pp.101-130 (1985).
- 205) P. Reasenber and D.H. Oppenheimer: “FPFIT, FPPLLOT, and FPPAGE, FORTRAN computer programs for calculating and displaying earthquake fault-plane solutions”, U.S. Geological Survey Open-File Report, 85-0739 (1985).
- 206) 石川有三: “日本海の変動帯”, 月刊地球, 20, pp.490-496 (1998).
- 207) 大竹政和: “日本海東縁部の地震発生ポテンシャル”, 月刊地球, 20, pp.449-453 (1998).
- 208) H. Moriya, K. Nakazato, H. Niitsuma and R. Baria: “Detailed fracture system of the Soultz-soultz-sous-Forêts HDR field evaluated using microseismic multiplet analysis”, Pure. Appl. Geophys., 159, pp.517-541 (2003).
- 209) 秋田藤夫, 松本則夫: “北海道内温泉井における 4 回の M7.5 以上の地震直後の地下水位変化”, 地震 2, 53, pp.193-204 (2001).

- 210) 秋田藤夫: “平成 15 年十勝沖地震に伴う温泉変動”, 第 42 回試錐研究会プログラム, 北海道立地質研究所, pp.79-89 (2004).
- 211) F. Nanayama, K. Sateke, R. Furukawa, K. Shimokawa, B.F. Atwater, K. Shigeno and S. Yamaki: “Unusually large earthquakes inferred from tsunami deposits along the Kuril trench”, *Nature*, 424, pp.660-663 (2003).
- 212) 石山達也: “サロベツ断層帯の活動性および活動履歴調査”, 「基盤的調査観測対象断層帯の追加・補完調査」成果報告書, No.H17-1, 独立行政法人産業技術総合研究所 (2006).
- 213) 町田洋, 新井房夫: “新編 火山灰アトラス”, 東京大学出版会 (2003).
- 214) 成瀬敏郎: “風成塵とレスの特徴”, 成瀬敏郎著「風成塵とレス」第 3 章, 朝倉書店, pp.30-46 (2006).
- 215) 岡孝雄, 五十嵐八枝子: “北海道北部・間寒別構造盆地の鮮新-更新統一とくに堆積相および花粉層序について”, *地質学雑誌*, 99, pp.365-389 (1993).
- 216) Y. Yanagisawa and F. Akiba: “Refined Neogene diatom biostratigraphy for the northwest Pacific around Japan, with an introduction of code numbers for selected diatom biohorizons”, *Jour. Geol. Soc. Japan*, 104, pp.395-414 (1998).
- 217) 矢野雄策, 田中明子, 高橋正明, 大久保泰邦, 笹田政克, 梅田浩司, 中司昇: “300 万分の 1 日本列島地温勾配図”, 地質調査所 (1999).
- 218) 核燃料サイクル開発機構: “地質環境の長期安定性に関する調査・評価技術”, 「高レベル放射性廃棄物の地層処分技術に関する知識基盤の構築—平成 17 年とりまとめ分冊 1 深地層の科学的研究—」第 3 章, JNC TN1400 2005-014, pp.3-1 - 3-122 (2005).
- 219) 鈴木隆介: “ロックコントロールの研究小史”, *地形*, 15, pp.179-201 (1994).
- 220) 高橋浩晃, 笠原稔: “留萌支庁沿岸部の地震活動と北海道北部のテクトニクス”, 北海道大学地球物理学研究報告, 68, pp.199-218 (2005).
- 221) 高清水康博: “北海道における津波に関するアイヌの口碑伝説と記録”, *歴史地震*, 20, pp.183-199 (2005).
- 222) 河野本道: “アイヌ史／概説”, 北海道出版企画センター (1996).
- 223) 国土地理院: “数値地図 50m メッシュ (標高) 日本-I”, 国土地理院 (2001).
- 224) D. Wei and T. Seno: “Determination of the Amurian plate motion”, In: *Mantle Dynamics and Plate Interaction in East Asia* (Flower, M., Chung, S. L., Lo, C. H., Lee, T. Y. eds), *Geodynamic Series*, 27, pp.337-346 (1998).
- 225) 広瀬亘, 岩崎深雪, 中川光弘: “北海道中央部～西部の新第三紀火成活動の変遷: K-Ar 年代, 火山活動様式および全岩化学組成から見た東北日本弧北端の島弧火成活動の変遷”, *地質学雑誌*, 106, pp.120-135 (2000).
- 226) 渡辺寧, 山口昇一: “北部北海道名寄ー旭川地域の中期中新世火山岩の K-Ar 年代とその造構場”, *地球科学*, 42, pp.91-99 (1988).
- 227) Y. Goto and K. Wada: “The middle Miocene alkali dolerite from Rebun Island, northeastern Japan Sea”, *Jour. Min. Petr. Econ. Geol.*, 86, pp.375-378 (1991).
- 228) 後藤芳彦, 中川光弘, 和田恵治: “北海道北部の中新世火山活動の活動場: K-Ar 年代と主成分化学組成からの推定”, *岩鉱*, 90, pp.109-123 (1995).
- 229) K. Shuto, Y. Hirahara, H. Ishimoto, A. Aoki, A. Jinbo and Y. Goto: “Sr and Nd isotopic compositions of the magma source beneath north Hokkaido, Japan: comparison with the back-arc side in the NE Japan arc”, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 134, pp.57-75 (2004).

- 230) 加藤直子, 佐藤比呂志: “北海道中軸部のアクティブテクトニクス”, 月刊地球, 24, pp.481-484 (2002).
- 231) 田中和広: “地質環境の将来予測の考え方と現状”, 月刊地球, 26, pp.344-348 (2004).
- 232) 核燃料サイクル開発機構: “シナリオに関する技術の高度化”, 「高レベル放射性廃棄物の地層処分技術に関する知識基盤の構築－平成 17 年取りまとめ分冊 3 安全評価手法の開発」第 4.1 章, JNC TN 1400 2005-016, pp.4-1 - 4-22 (2005).
- 233) 岡孝雄, 五十嵐八枝子, 林正彦: “ボーリングデータ解析および花粉分析による天塩平野の沖積層の研究”, 北海道立地質研究所報告, 77, pp.17-75 (2006).
- 234) R.G. Walker: “Wave- and storm-dominated shallow marine systems”, In: Facies Models; response to sea level change (R.G. Walker & N.P. James eds.), Geological Association of Canada, pp.219-238 (1992).
- 235) E. サイボルト, W.H. バーガー, 新妻信明: “海洋縁辺の起源と地形”, 「海洋地質学入門」第 2 章, シュプリンガー・フェアラーク東京株式会社, pp.25-48 (1986).
- 236) 福沢仁之, 保柳康一, 秋山雅彦: “北海道中央北部の新第三系の層序と古環境”, 地質学論集, 37, pp.1-10 (1992).
- 237) J. Chappell: “Upper Quaternary sea levels, coral terraces, oxygen isotopes and deep-sea temperature”, Journal of Geography, 103(7), pp.828-840 (1994).
- 238) B.U. Haq, J. Hardenbol and P.R. Vail: “Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic”, SCIENCE, 235, pp.1156-1167 (1987).
- 239) 米倉伸之: “第四紀の海面変化とその将来予測”, 日本第四紀学会編「百年・千年・万年後の日本の自然と人類－第四紀研究にもとづく将来予測」, 古今書院, 東京, pp.38-59 (1987).
- 240) 木村敏雄: “地殻変動の長期将来予測の論理”, 「日本列島の地殻変動－新しい視点から－」第 1 章, 愛智出版, pp.1-66 (2002).
- 241) M. Mazurek, F. J. Pearson, G. Volckaert, H. Bock: “Features, Events and Processes Evaluation Catalogue for Argillaceous Media”, OECD Nuclear Energy Agency, ISBN 92-64-02148-5 (2003).
- 242) 牧野仁史, 澤田淳, 前川恵輔, 柴田雅博, 笹本広, 吉川英樹, 若杉圭一郎, 小尾繁, 濱克宏, 操上広志, 國丸貴紀, 石井英一, 竹内竜史, 中野勝志, 三枝博光, 竹内真司, 岩月輝希, 太田久仁雄, 瀬尾俊弘: “地質環境の調査から物質移行解析にいたる一連の調査・解析技術－2 つの深地層の研究施設計画の地上からの調査研究段階(第 1 段階)における地質環境情報に基づく検討－”, JNC TN1400 2005-021 (2005).
- 243) 大澤英昭, 中野勝志, 太田久仁雄: “超深地層研究所計画における地表からの調査研究成果の統合化”, 日本原子力学会 2001 年秋の大会予稿集, p.918 (2001).
- 244) Nagra: “Geosynthese Wellenberg 1996, Ergebnisse der Untersuchungsphasen I und II”, National Cooperative for the Disposal of Radioactive Waste, Technical Report NTB 96-01 (1997).
- 245) 中野勝志, 太田久仁雄, 竹内真司, 三枝博光, 大澤英昭: “瑞浪超深地層研究所を中心とした東濃における深地層の科学研究－調査研究の進め方－”, 地球惑星科学関連学会 2005 年合同大会予稿集, G018-010, CD-ROM (2005).
- 246) 太田久仁雄, 佐藤稔紀, 竹内真司, 岩月輝希, 天野健治, 三枝博光, 松岡稔幸, 尾上博則: “東濃地域における地上からの地質環境の調査・評価技術”, JNC TN7400 2005-023 (2005).
- 247) K. Pruess, C. Oldenburg and G. Moridis: “TOUGH2 User’ s Guide”, Version 2.0, Lawrence Berkeley National Laboratory, LBNL-43134 (1999).

- 248) T. Xu and K. Pruess: "Modeling multiphase fluid flow and reactive geochemical transport in variably saturated fractured rocks: 1. Methodology", Am. J. Sci., 301, pp.16-33 (2001).
- 249) T. Xu and K. Pruess: "Modeling multiphase fluid flow and reactive geochemical transport in variably saturated fractured rocks: 2. Applications to supergene copper enrichment and hydrothermal flows", Am. J. Sci., 301, pp.34-59. (2001).
- 250) 山本肇: "地下水-岩石反応を考慮した水理・物質移行解析-解析コード TOUGHREACT と CO₂ 地下貯留への適用-", 大成建設技術センター報, 38, CD-ROM (2005).
- 251) 松井裕哉, 佐々木学: "堆積岩を対象とした地上からの深層ボーリング孔掘削事例", JAEA-Technology 2006-052 (2006).
- 252) 通商産業省環境立地局監修: "鉱山保安規則 (石油鉱山編)", 平成 8 年 1 月改正 (1996).
- 253) 高倉伸一, 中神康一, 光畑裕司, 村山隆平: "新潟県東頸城地域の比抵抗構造の石油地質学的解釈-MT 法と基礎試錐のデータに基づいて-", 石油技術協会誌, 62, pp.59-68 (1997).
- 254) 津久井朗太, 西木司, 東中基倫, 津信宏: "幌延深地層研究計画における高密度反射法地震探査, マルチオフセット VSP 探査, 重力探査", JAEA-Data/Code 2006-026 (2006).
- 255) 安江健一, 秋葉文雄, 石井英一: "珪藻化石種を用いた堆積物の後背地解析の試み: 北海道北部, 幌延地域を例として", 地球惑星科学関連学会合同大会予稿集, G016-003 (2005).
- 256) 梅田浩司, 古澤明: "RIPL 法によるテフラ降灰層準の認定と最新の噴火活動の推定". 月刊地球, 26, pp.395-400 (2004).
- 257) 安江健一, 石井英一, 古澤明: "北海道北部, サロベツ背斜周辺における海成段丘の形成時期", 日本地質学会第 112 年学術大会講演要旨, p.326 (2005).
- 258) 安江健一, 新里忠史, 津久井朗太: "北海道北部, 幌延町における GPS 観測と基線長解析", 日本地震学会講演予稿集, p.169 (2005).
- 259) 社団法人地盤工学会: "地盤調査の方法と解析" (2004).
- 260) 國丸貴紀, 竹内竜史, 瀬尾昭治: "幌延深地層研究計画における地下水の地球化学特性について", 日本地下水学会 2003 年秋季講演要旨, pp.36-39 (2003).
- 261) 尾方伸久, 小出 馨: "東濃鉱山周辺地域における表層水理研究, 地層処分研究開発の現状 (平成 8 年度)", PNC TN1410 96-071 (1996).
- 262) 寺島智巳, 森 綾子, 石井治男: "花崗岩山地の二小流域における深部地下水浸透量の比較研究", ハイドロロジー, 23 (1993).
- 263) H. L. Penman: "Natural evaporation from open water, bare soil and grass", Royal Society, Series A, 193, p.120-145 (1948).
- 264) 服部重昭: "蒸発散推定式の誘導過程の解説と林分への適用における問題点", 林試研報, 332, pp.139-165 (1985).
- 265) 近藤純正: "水環境の気象学 地表面の水収支・熱収支", 朝倉書店 (1994).
- 266) H. Nakabayashi, Y. Kodama, Y. Takeuchi, T. Ozeki and N. Ishikawa: "Characteristics of heat balance during the snowmelt season in Ny-Alesund, Spitsbergen Island", Mem. Natl. Inst. Polar Res. No.51, p255-266 (1996).
- 267) 山本莊毅: "新版 地下水調査法, 初版", 古今書院, pp.297 (1983).
- 268) 塚本良則: "森林水文学, 初版", 文永堂出版, p.61-68 (1992).
- 269) F. J. Pearson, D. Arcos, A. Bath, J.-Y. Boisson, A. M. Fernandez, H.-E. Gabler, E. Gaucher, A. Gautschi, L. Griffault, P. Hernan and H. N. Waber: "Mont Terri Project-Geochemistry of Water in the Opalinus Clay Formation at the Mont Terri Rock

- Laboratory”, Reports of the FOWG, Geology Series (2003).
- 270) 大山隆弘, 中田弘太郎, 東原知広, 長谷川琢磨, 馬原保典, 橘川貴史: “堆積岩間隙水の圧縮抽水における抽水圧力に伴う水質変化の検討”, 日本地下水学会 2005 年秋季講演会要旨, pp.194-199 (2005).
 - 271) 國丸貴紀, 平田洋一, 小川賢: “原位置の地下水の物理化学パラメータモニタリング装置および封圧採水の結果について”, 日本地下水学会 2005 年秋季講演会要旨, pp.118-121 (2005).
 - 272) 丹生屋純夫, 松井裕哉: “塩水環境下に分布する新第三紀珪質岩の強度変形特性”, 第 41 回地盤工学研究発表会発表講演集, pp.497-498 (2006).
 - 273) 羽柴公博, 松井裕哉, 佐藤稔紀, 瀬野康弘: “岩石のクリープ挙動に及ぼす応力履歴の影響”, 第 35 回岩盤力学に関するシンポジウム講演論文集, pp.313-318 (2006).
 - 274) 小川豊和, 松井裕哉: “拘束圧下における幌延堆積岩の弾性波速度特性”, 土木学会第 59 回年次学術講演会講演要旨集, pp.865-866 (2004).
 - 275) 加藤春實, 水田義明: “ワイヤラインによる水圧破碎システムの開発と実践”, 資源と素材, 116, pp.61-63 (2000).
 - 276) 山本卓也, 松井裕哉, 田子義章, 富永英治: “珪質岩に対する AE 法による初期地圧測定の適用性に関する検討”, 土木学会第 60 回年次学術講演会講演要旨集, pp.675-676 (2005).
 - 277) 山口真基, 藤井義明, 福田和寛, 松井裕哉: “DSCA 法を用いた幌延珪藻質泥岩の初期応力測定”, 資源素材学会平成 18 年度秋季大会講演要旨集, pp.55-56 (2006).
 - 278) OECD/NEA: “Disposal of Radioactive Waste, An Overview of the Principles Involved”, (1982).
 - 279) IAEA: “The Principles of Radioactive Waste Management”, IAEA Safety Series No. 111-F (1995).
 - 280) IAEA: “Monitoring of Geological Repositories for High Level Radioactive Waste”, IAEA-TECDOC-1208 (2001).
 - 281) 原子力委員会: “高レベル放射性廃棄物の地層処分研究開発等の今後の進め方について” (1997).
 - 282) 熊澤峰夫, 國友孝洋, 横山由紀子, 中島崇裕, 鶴我佳代子: “アクロス: 理論と技術開発及び将来展望”, サイクル機構技報, 9, pp.115-129 (2000).
 - 283) 大原英史, 津久井朗太, 國友孝洋, 中島崇裕, 新里忠史, 青木和弘, 茂田直孝, 熊澤峰夫: “幌延深地層計画ー遠隔監視システム(アクロス)の概要ー”, 地球惑星科学関連学会 2005 年合同大会予稿集, S080-P001 (2005).
 - 284) 大原英史, 津久井朗太, 國友孝洋, 中島崇裕, 新里忠史, 青木和弘, 熊澤峰夫: “幌延深地層研究計画ー遠隔監視システム(アクロス)の概要と進捗について”, 地球惑星科学関連学会 2006 年合同大会予稿集, O106-P009 (2006).
 - 285) 太田陽一, 東中基倫, 横井浩一, 根木健之, 高山純一: “遠隔監視システムに関する基礎データの解析”, JNC TJ1410 2002-005 (2003).
 - 286) R. Tsukui, T. Niizato, K. Aoki, and T. Fukushima: “Developing remote monitoring system using ACROSS in Horonobe Underground Research Laboratory”, 1st International Workshop on Active Monitoring in the Solid Earth Geophysics (IWAM04), S1-P02 (2004).
 - 287) 核燃料サイクル開発機構: “幌延深地層研究計画平成 14 年度調査研究成果報告”, JNC TN5400 2003-001 (2003).
 - 288) 國友孝洋, 熊澤峰夫: “弾性波アクロスによる地殻構造のアクティブモニタリングー弾性波

- アクロスにおける送受信技術―”, 月刊地球, 号外 No.47, pp.44-52 (2004).
- 289) 丹生屋純夫, 水戸義忠, 青木謙治, 松井裕哉: “新第三紀珪質岩における原位置 AE 計測の適用性に関する基礎的検討”, トンネル工学研究発表会講演論文集(2005).

5. 深地層における工学技術の基礎の開発

幌延深地層研究計画の深地層における工学技術の基礎の開発では、堆積岩（軟岩）を対象に、地上からの調査研究により得られた地質環境情報に基づいて地下施設を実際に設計・施工することを通じて、地下坑道の設計・施工計画技術、建設技術、施工対策技術及び安全確保技術の高度化・体系化を図るとともに、地下研究施設としての坑道が安全に建設・維持できることを実証することが主要な目的である。このように、原位置での地質環境を用いた地下施設の設計・施工及び維持管理を通じて培われた技術や経験は、実際の処分事業において、精密調査後段の地下施設を利用した調査を行う際に活用されることとなる。

本章では、幌延深地層研究計画の第1段階において検討した地下施設の仕様・レイアウト及び堆積岩（軟岩）を対象とした地下施設の設計・施工計画策定の手順について述べるとともに、その検討を通じて得られた成果について取りまとめる。なお、地層処分における人工バリアや処分施設に関する工学技術の検討結果については、分冊「地層処分研究開発」に記述する。

5.1 幌延深地層研究計画における地下施設の建設

5.1.1 地下施設に求められる要件

幌延深地層研究計画における地下施設は、軟岩系岩盤の処分深度を **500m** と想定した第2次取りまとめ¹⁾で示された技術的信頼性を実証する場であることを考慮して、深度約 **500m** までの坑道を掘削することとした。地下施設の建設にあたっては、対象とする堆積岩の地山強度比が小さい（すなわち、岩盤強度が低く、地圧が高い）岩盤条件下での空洞掘削であることに加え、メタンガスを主成分とする可燃性ガスが賦存する地質環境であることを考慮し、地下施設を安全に建設・維持するための空洞安定性評価や可燃性ガスなどの防災対策に十分配慮した設計・施工が求められている。

5.1.2 研究所設置場所の地形及び地質環境特性の概要

幌延町市街地から北東に約 **3.5km** の北進地区に選定した研究所設置場所においては、**2003** 年度に研究所用地の造成工事を開始し、**2005** 年度にその工事を完了した。取得した研究所用地の面積は約 **19.1ha** であり、研究管理棟を含む地上施設及び地下施設建設のための地上ヤードの造成総面積は約 **6.8ha** である。

研究所設置場所は、周氷河作用を受けた滑らかな波状起伏を有する宗谷丘陵内の盆状の緩傾斜地に位置し、珪藻質泥岩からなる声問層を第四紀の周氷河性角礫堆積物が覆っている。周辺の丘陵地の標高は **100m** 程度であるが、研究所設置場所では約 **60m** である。

地下施設の建設地点の周辺に分布する堆積岩類（主として上位の声問層及び下位の稚内層）は、空隙率が大きく、単位体積重量が小さく、強度が低いといった特徴を有し、工学的には軟岩として分類される。また、透水性は低く、膨張性を有する粘土鉱物の含有率が低いために吸水による膨張性が少なく、中～高程度の耐スレーキング特性があるという特徴を有している（Table 5.1.2-1）。これらの力学的な地質環境特性は、水平面内の初期応力が異方的な応力状態にあることを除けば、基本的に第2次取りまとめにおいて処分施設の検討対象である軟岩系データセットで設定した岩盤物性の範疇に入るものである。また、地下施設建設地点周辺の岩盤中には、塩水系地下水が存在するとともに、メタンガスを主成分とする可燃性ガスが賦存し、岩盤はその一部に有害重金属を含有するなどの幌延地域に特徴的な環境特性が確認されている。

Table 5.1.2-1 Physical properties and representative environmental conditions

Items	Value	
	Koetoi F.	Wakkanai F.
Porosity [%]	60-65	40-50
Unit weight [kN mm^{-3}]	14-16	15-19
Uniaxial compressive strength [MPa]	3-5	5-30
Hydraulic conductivity [m s^{-1}]	10^{-9} - 10^{-8}	10^{-11} - 10^{-6}
Swelling factor [%]	<0.04	<0.03
Durability factor (Id_2) [%]	>90	>95
Dissolved gas	Methane dominant	
Groundwater	Saline water	

5.2 第 1 段階における地下施設の設計・施工計画の策定

5.2.1 設計・施工計画の策定方針

深地層における工学技術の基礎の開発は、地下施設を実際に設計・施工することを通じて、地下坑道の設計・施工計画技術、建設技術、施工対策技術及び安全確保技術の高度化・体系化を図るとともに、地下研究施設を安全に建設・維持できることの実証研究が主たる目的である。これを踏まえて、第 1 段階において、地上からの調査研究により得られた地質環境情報、地下施設内で実施される調査試験計画、現状の施工技術を考慮して、坑道の仕様・レイアウトを検討するとともに、地下施設の建設・供用時において地下深部で遭遇する様々な現象を考慮した坑道の安全確保、坑内環境の維持のために必要となる対策工、施工管理方法について検討し、設計・施工計画を策定した。設計・施工計画の策定にあたっては、地下施設が安全に建設・維持できることを大前提としたうえで、合理的かつ経済的な設計を行うことを重点課題とした。

幌延深地層研究計画における地下施設の事前設計及び施工計画の検討は、第 2 次取りまとめに示された実際の処分場設計の考え方と対比した場合、空洞の安定性を考慮して坑道の設計を行う点では共通であるが、今後の調査研究を通じて構築される、実際の処分場での作業時に対する制約条件や実際の廃棄体及び緩衝材の温度に関する制約条件が考慮されていないことには注意しなければならない。その一方で、工期や工費などのプロジェクトを進めるうえでの制約条件や、可燃性ガス・特定有害物質対策などの幌延地域に特徴的な安全・環境保全のための制約条件が付加されている。

5.2.2 地下施設の配置計画

第 1 段階における最終的な地下施設全体の坑道レイアウトを Fig. 5.2.2-1 に示す。立坑は、深度約 500m を予定しており、その中間の複数の深度において水平坑道（周回試験坑道及び連絡坑道）を展開する計画である。

(1) アクセス方式

立坑案及びスパイラル坑道案の 2 案について、工事量、用地面積、試験研究、見学施設、安全環境、工期、経済性などの項目に着目して比較検討を行った結果、工期や経済性などの点で優れている立坑方式を採用した。

(2) 坑道断面

立坑の断面については、掘削工法を全断面掘下がり工法とし、ズリキブル、エレベータ、風管などの工事用仮設備の占有断面積や、水平坑道で使用する研究用資機材の搬出入、水平坑道掘削のための施工機械などの搬出入、施工実績などを考慮して、各設備が断面内に収まる最小断面を検討し、東立坑及び西立坑では内径 6.5m、換気立坑では内径 4.5m の円形断面とした (Fig. 5.2.2-2)。

水平坑道は、岩盤強度が低いこと及び施工性を考慮して、その断面形状を隅角部がなく力学的に有利な三心円馬蹄形とし、標準断面寸法は、坑道内から任意の地点において小規模なボーリング調査が可能な断面（幅 3m、高さ 3m の作業空間）を確保するため、内空幅を 4m とした (Fig. 5.2.2-2)。一部、大規模ボーリング調査を計画している箇所には内空幅 7m の断面を配置した。

(3) 水平坑道配置

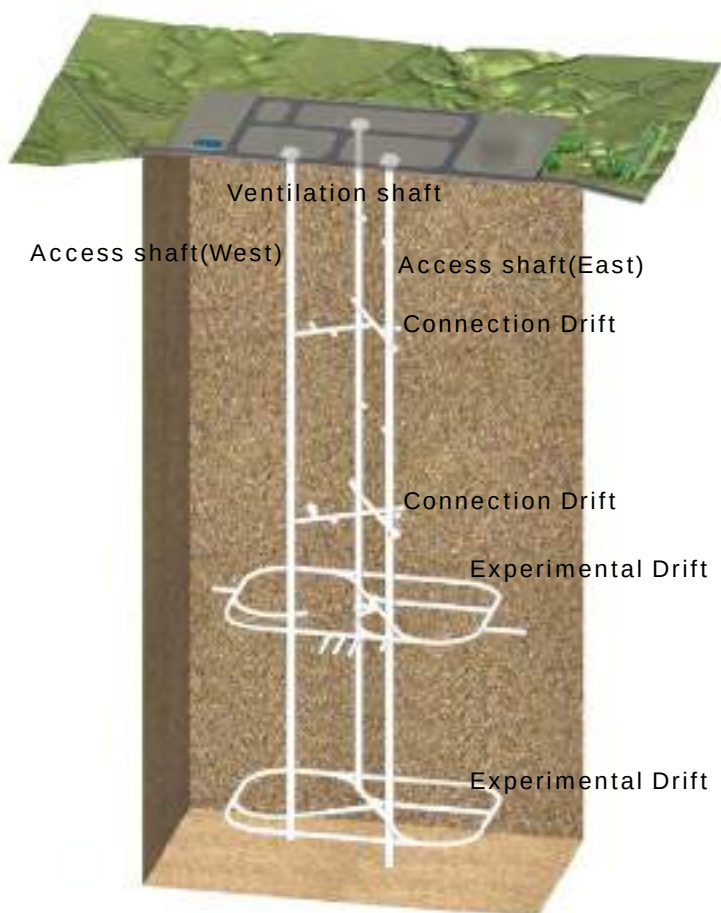
主要な調査研究を実施する周回試験坑道の設置深度については、地下施設の建設地点近傍におけるボーリング孔を利用した調査結果に基づき、第 2 段階の調査研究計画、ならびに地下施設の

建設と調査研究の進捗によって得られる情報を考慮して最終的に設定する予定である。また、試験研究の予備的な実施場所や地下施設建設時の施工性を確保することを目的に、中間深度に複数の連絡坑道を配置している。

周回試験坑道は、近接する坑道相互の掘削による影響が及ばない坑道間隔（坑道間の中心間隔が坑道掘削外径の3倍）や地下施設建設時の施工性（機械掘削やレール工法）を確保するための最小曲線半径を考慮したうえで、各立坑を周回する最小限の水平坑道を配置した。さらに、掘削影響とガス移動に関する試験研究を行うために、周回する坑道から外向きに延びる試験坑道や一時避難所、ポンプ座などを配置した。また、周回する坑道は、調査研究の進展に対応できるよう配慮したもので、その長辺方向は力学的安定性を考慮して、4.4.3に述べたように、近傍のボーリング調査における水圧破碎試験結果の最大主応力方向（東西方向）に配置した。一方、連絡坑道は各立坑間を連結する配置とし、必要に応じて一時避難所、ボーリング座、ポンプ座を設置した。

(4) 立坑配置

地下施設の防災に対する基本的な考え方を検討・整理した結果、火災事故が最も重大な災害につながるという結果を得た。幌延深地層研究計画の地下施設においては、メタンガスの湧出が想定されることに配慮し、坑内において火災を発生させないことを第一とした上で、防災基本コンセプトを「万一、いかなる箇所での火災などの災害が発生しても通気制御により安全区域を確保し、入坑者が安全に地表まで避難できる防災システムを構築すること」とした。これを踏まえて、概略の火災時の通気網解析結果に基づいて避難経路を検討した結果、2本の立坑では防災基本コンセプトを達成できない場合（例えば、入気用立坑で火災が発生した場合）があることが明らかとなったため、入気用立坑2本及び排気用立坑1本の計立坑3本とした。立坑の間隔については、立坑櫓などの地上の工事用仮設備の配置や資機材の搬出入、掘削土（ズリ）の搬出などの作業が安全に、かつ効率的に実施できることを考慮し、各立坑間の離間距離を立坑中心間で70mとした。さらに、換気立坑には、坑道換気時の坑内必要風量を確保するため、大型換気ファンを設置することとし、万一のガス爆発時の安全性（換気ファンの破損防止）を考慮して、換気立坑から分岐したファン設置用の専用坑道（扇風機坑道）を配置することとした。



*This image of the URL facilities is possible to be changed due to the progress of the investigation

Fig. 5.2.2-1 Image of the URL facilities

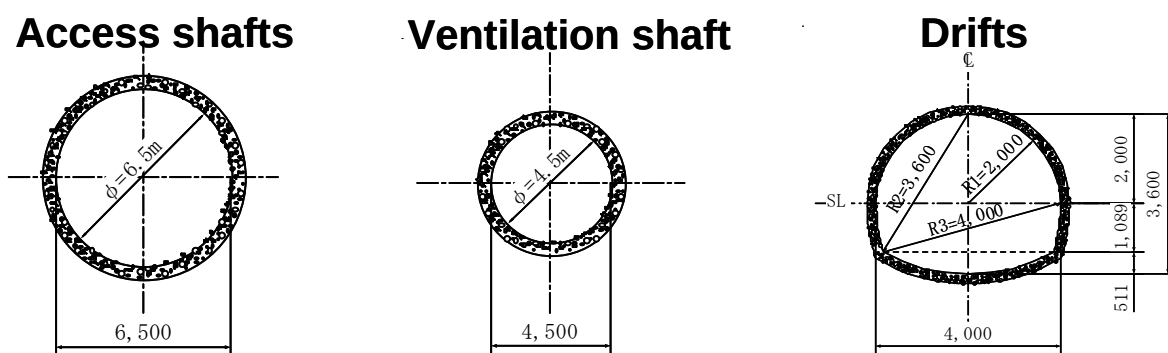


Fig. 5.2.2-2 Cross section of shafts and drifts

5.2.3 地下施設の施工計画

(1) 地下施設の掘削順序

地下施設の建設については、2006年3月に換気立坑、2006年8月に東立坑の掘削を開始しており、2009年度に西立坑の掘削を開始する計画である。また、立坑の掘削にともなって、第2段階における調査研究計画に基づく調査試験（第1段階での予測結果の検証、長期にわたる原位置試験、地下施設周辺部での掘削影響モニタリング、立坑部における掘削影響調査など）を行っていく。

換気立坑は、早期に坑道換気を行わなければならないことや経済性などを考慮して、各水平坑道の設置深度において、後続の水平坑道掘削に必要最小限の範囲を掘削しつつ、先行して最終深度まで掘り下がることとしている。一方、東立坑は、各水平坑道の設置深度に到達した段階で、換気立坑との接続坑道を掘削してから掘り下がることを繰り返す。西立坑は、それらの既設水平坑道との連絡坑道を掘削しつつ、最終深度まで掘り下がる計画としている。

なお、坑道換気は、換気立坑が最終深度まで掘下がり、東立坑から掘削した水平坑道が換気立坑と接続した後から開始する計画としている。

(2) 掘削工法・支保工法

立坑の掘削は、全断面掘下がり工法で行う計画である。掘削方式は、掘削予定深度の500m付近まで一軸圧縮強度30MPa以下の岩盤が分布する（4.4.3参照）ことから、周辺地山への掘削作業による影響を抑制できる機械方式による掘削を基本とした。ただし、東立坑は、掘削方式の違いによる周辺岩盤への影響（掘削影響領域）の差異を確認することを目的として、発破方式で掘削する計画である。立坑の施工方法は、1m×2回の掘削後に覆工コンクリートを打設する変則的なショートステップ工法を標準とした。Fig. 5.2.3-1に立坑の掘削工法の手順図を示す。

水平坑道の掘削は、自由断面掘削機及びブレーカによる機械掘削方式を基本とした。周回試験坑道の施工は、換気、走行路盤、及び防爆面で有利なレール方式を採用し、掘削土（ズリ）の運搬にはズリ鋼車を使用し、立坑との交差部でズリキブルに積み替えて坑外へ搬出することとした。また、坑道の大半部分において地山強度比が2以下となる岩盤条件を考慮し、盤膨れなどの変状を防止するため、全区間において掘削後早期の吹付けコンクリートによるインバート閉合を支保工の標準仕様としている。Fig. 5.2.3-2に水平坑道の掘削工法の手順図を示す。

(3) 掘削土（ズリ）処理計画

地下施設の建設地点近傍のボーリングコア（HDB-3及び6孔）を用いて、土壤汚染対策法（平成14年法律第53号）に示される基準値との比較を行った。

ここで、地下施設から発生する掘削土（ズリ）は、含有される特定有害物質が自然的原因によるものであるため、土壤汚染対策法の対象とならない。しかしながら、掘削土（ズリ）を盛土することによる周辺環境への影響を考慮し、また、関係官公庁などとの協議結果を踏まえ、土壤汚染対策法に準拠した対応をとることにしている。

土壤汚染対策法は、土壤の汚染状態を特定有害物質の含有量及び溶出量によって評価し、有害物質の種類と濃度に応じて、汚染の除去などの措置の実施に関する技術基準を定めている。特に、溶出量については「溶出量基準値」と「第2溶出量基準値」が定められ、そのランクに応じた措置が示されている。

含有量及び溶出量試験の結果、含有量については基準値を超過するものは無かったが、溶出量については、特定有害物質のうち、カドミウム、セレン、ヒ素、フッ素及びホウ素が溶出量基準値を超過していることが分かった。ただし、これらの元素については第2溶出量基準値を超過し

ていない。

よって、地下施設の建設に伴い発生する掘削土（ズリ）を収納する掘削土（ズリ）置場の構造は、土壤汚染対策法の遮水工型に準ずる構造を採用した。

掘削土（ズリ）置場は、地下施設の建設地点から約 700m 離れた位置を予定しており、構造は土堰堤を下流側に配置した堰き止めタイプとし、平地盛立型としている。底面の遮水工は、二重の遮水シートを敷設し、シート保護のために不織布を挟む構造としている。盛立完了後は上面からの雨水などの浸透を防止するため、遮水シートにより被覆した後にさらに覆土し、有害物質の流出を防止する計画である。

有害物質については、掘削土（ズリ）に対する含有量及び溶出量試験、掘削土（ズリ）置場からの浸出水に対する水質調査を定期的実施して、有害物質の状態を把握するとともに、周辺に観測孔を設置して有害物質の場外への流出の有無を継続して監視していく予定である。

(4) 排水処理計画

地下施設の設置場所の地下深部には塩水系地下水が存在しており、地下施設近傍のボーリング孔（HDB-3 及び 6 孔）における深度 50m から 590m を対象とする物理検層の結果から、その塩化物イオン濃度は、 $2,102 \sim 14,071 \text{ mg L}^{-1}$ の範囲であることが確認されている。地下施設から排出される排水の塩化物イオン濃度は、これらの検層結果による塩化物イオン濃度の深度分布と各深度からの湧水量の関係に加え、工事排水による希釈効果を考慮して算定した結果、最大 $4,600 \text{ mg L}^{-1}$ （海水の約 1/4）程度であった。これは、周辺河川と比較しても高い塩分濃度を有しているといえる。排水中の塩化物イオン濃度に関しては、公共用水域への事業場からの排水の水質を規制する水質汚濁防止法（平成 17 年法律第 33 号）においては明確な排水基準は示されていないが、周辺環境への影響などを考慮して排水処理方法の検討を行った。

塩化物イオンについては、塩分を除去する方法と淡水との混合により希釈する方法がある。塩分を除去する方法については、残留塩分の処理などの課題があり多大な運転費用が必要とされるため、希釈する方法を採用した。工事用水を含む地下施設からの排水を十分に希釈するためには、大量の水量が必要とされるため、排水に伴う河川流量の増加や塩化物イオン濃度の変化による影響を考慮して、地下施設から南方約 8km 離れた天塩川に管路輸送により排水することとした。放流を予定している天塩川は、流況調査の結果、川幅も広く流量も豊富なため、十分な希釈効果が得られるばかりでなく、放流地点付近は海水が遡上し弱混合型の塩水くさびが存在する汽水域環境を呈しているため、周辺環境への影響は小さいと考えられる。

また、事前の地下水の水質分析結果では、水質汚濁防止法で定められている排水基準値を超過する濃度の特定有害物質（ホウ素及びアンモニア性窒素）の存在が確認されている。これらの特定有害物質はいずれも自然由来により地下水中に含有しているものである。排水中に含まれるホウ素及びアンモニア性窒素については、水質汚濁防止法における排水基準値及び関係機関との協議により決定した排水基準値以下となるように、脱ホウ素処理及び脱窒素処理を施した後に河川へ放流することとした。

排水の水質に関するモニタリングについては、水質汚濁防止法とその関連法規に従って測定項目を設定し、地下施設からの排水の原水及び排水処理後の排水について実施することとした。また、放流先となる天塩川については、関係機関との協議のうえ、測定項目、場所、頻度を決定し、水質の監視を行う計画としている。

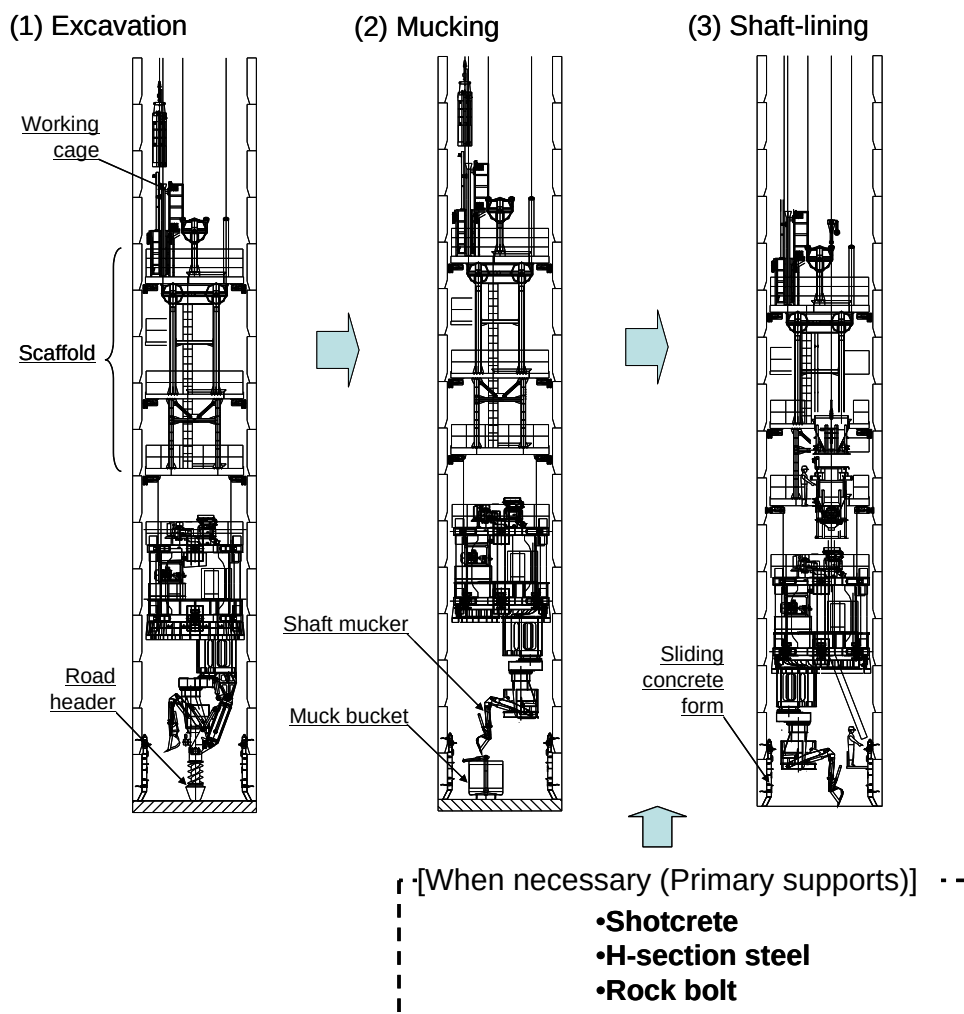


Fig. 5.2.3-1 Construction plan of shafts (mechanical method)

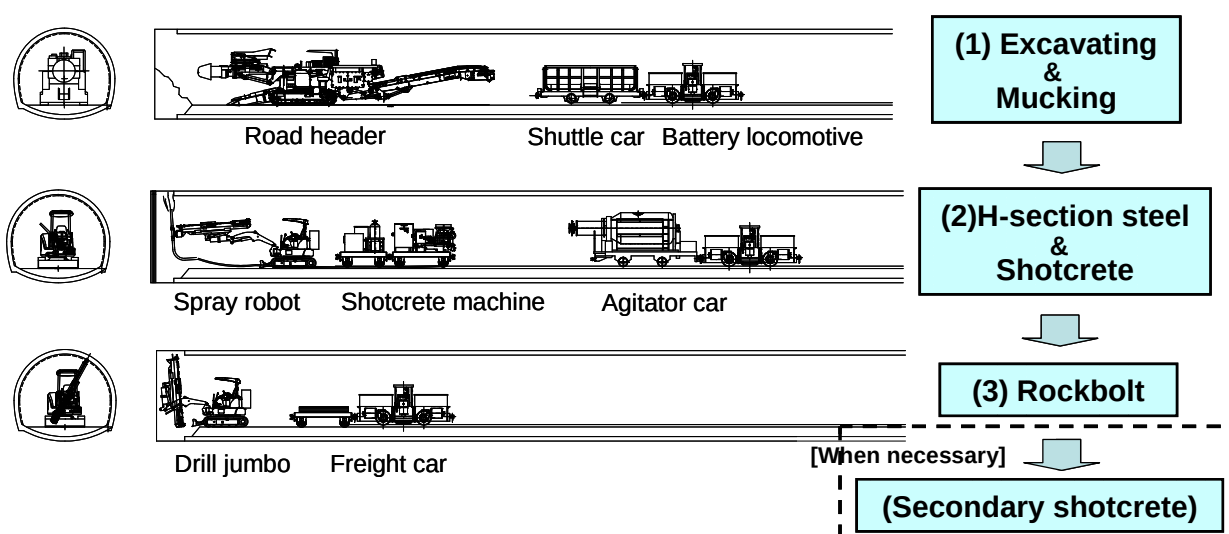


Fig. 5.2.3-2 Construction plan of drifts (Road Header)

5.2.4 空洞安定性の評価

2003 年度までに地下施設の建設地点近傍で実施したボーリング調査（HDB-3 及び 6 孔）で得られた力学試験結果などに基づき、解析条件を設定するとともに空洞安定性の評価を行い、地下施設掘削前の支保設計を行った²⁾。

(1) 地山区分及び解析用岩盤物性値の設定

地下施設周辺の岩盤の変形特性は、近傍のボーリング孔で実施した孔内載荷試験結果から、Fig. 5.2.4-1 に示すように、軟岩でありながら割れ目による影響を受けることが確認されている²⁾。また、ボーリングコア観察の結果、岩盤中に乾燥や外的荷重の変化により顕在化する潜在的な分離面（以下、ヘアークラックという）が広範囲に分布することが確認された。ボーリングコアを用いた一軸圧縮試験における供試体の破断面を分析した結果、事前に観察したヘアークラックに沿って破断しているものが多数確認され²⁾、それが存在しない供試体の試験結果と比べ岩石の強度や弾性係数が低下することが分かった（Fig. 5.2.4-2, Fig. 5.2.4-3）。

これらの知見を踏まえ、坑道掘削時の挙動予測解析に用いる岩盤物性値の設定にあたっては、割れ目の影響を考慮した「節理性岩盤」としての評価に加え、ヘアークラックに対する強度及び弾性係数の低減の可能性を考慮することとした。また、地下施設での空洞安定性評価に用いる地山区分については、岩盤の力学特性（強度及び変形特性）に対して影響が大きいと考えられる岩石硬さ、割れ目、ヘアークラックに着目し、Table 5.2.4-1 に示す岩盤等級区分に従い、ボーリングコア観察結果から設定した。岩盤等級区分におけるヘアークラックの有無の判定は、ボーリングコアの 10m 区間においてヘアークラックが存在する区間が 10%以上存在する箇所を影響のある区間と仮定した。

岩盤物性値の設定にあたっては、まず、割れ目やヘアークラックが存在しない岩石の物性値を基準とし、次に、割れ目やヘアークラックの影響を受けることによる各々の低減係数を岩石試験及び原位置試験結果により設定し、これらに乗じることで岩級区分ごとの岩盤物性値を算定した（Table 5.2.4-2）。

割れ目やヘアークラックが存在しない場合の強度は、それらが存在しない試料を用いた三軸圧縮試験（CD 試験）の結果に基づき、それぞれ声間層と稚内層の平均値を採用した。割れ目の影響による低減係数は、孔内載荷試験結果（Fig. 5.2.4-1）から、割れ目の有無による変形係数の比率を弾性係数の低減係数として、岩級区分ごとに設定した。強度の低減係数は弾性係数の低減係数と同一とし、その方法は泥質岩の場合、一般的に粘着力 c の効果が卓越するため、粘着力のみ低減係数を乗じ、内部摩擦角 ϕ は一定とした。

一方、ヘアークラックの影響による低減係数は、割れ目やヘアークラックが存在しない供試体を用いた一軸圧縮試験結果から、一軸圧縮強度及び静弾性係数の岩級ごとの平均値を 1 とし、ヘアークラックに沿う破断が生じたものをその交差角ごとの平均値に対する比率として定義し、岩相ごとに割れ目頻度の小さい岩級（H 級）での低減係数を設定した。Fig. 5.2.4-2 より、稚内層においては、載荷方向とヘアークラックの交差角に対して低減係数の異方性が確認された。異方性を考慮した場合、坑道掘削時の坑道周辺での局所的な応力状態は複雑になることが想定されるが、現時点ではこれらを定量的にモデル化することができないため、ここでは載荷方向の違いによる強度のばらつきを、一律に低減係数の最小値である 0.3 と仮定することで等方の物性値として設定した。なお、ヘアークラックによる影響は、既存の割れ目頻度に応じて変化することを考慮し、低減係数は、割れ目頻度の大きい岩級（L 級）では 1.0 とし、中程度の岩級（M 級）では、H 級と L 級の間値とした。

予測解析上の初期地圧については、鉛直方向を土被り圧相当とし、水平面内については、近傍

のボーリング孔における水圧破碎試験結果（10 深度；4.4.3 参照）を土被り圧で正規化したうえで主応力ごとに平均し、水平面内最大主応力：水平面内最小主応力：鉛直主応力=1.3：0.9：1.0とした。また、単位体積重量及びポアソン比については、ボーリングコアを用いた試験結果から岩相ごとの平均値とした。

(2) 支保部材の物性値

覆工及び吹付けコンクリートの長期の許容圧縮応力度は、土木学会による無筋コンクリートの基準に準拠した³⁾（Table 5.2.4-3）。吹付けによる一次支保については、日本鉄道建設公団の施工指針⁴⁾による短期の許容圧縮応力度に準拠した。

立坑標準部での覆工は、ショートステップ工法を採用するため、打設直後の若材齢時のコンクリートの物性を考慮する必要がある。本検討では、施工サイクルタイムを考慮した材齢強度及びヤング係数を算出⁵⁾し、予測解析での材料物性に適用した。また、吹付けコンクリートのヤング係数は、日本鉄道建設公団の施工指針⁴⁾や既往文献^{例えば6)}に基づき設定した（Table 5.2.4-4）。鋼製支保工については、標準規格及び高規格（高張力鋼）の2種類の設定とした。許容応力度については、土木学会における鋼材の基準⁷⁾に準拠し（Table 5.2.4-4）、ヤング係数は210GPaとして挙動予測解析に用いた。

(3) 挙動予測解析手法及び解析モデル

標準部での予測解析手法は、弾完全塑性モデルを用いた二次元 FEM 解析を採用し、モール・クーロンの破壊規準を適用した。解析モデルは、断面の対称性から、立坑では断面形状の1/4、水平坑道では1/2をモデル化し、解析領域は掘削径の5倍とした。岩盤及びコンクリートは平面ひずみ要素、鋼製支保工は単位奥行きあたりの換算本数分の剛性を考慮したビーム要素でモデル化した。なお、コンクリート部材は弾性体として取り扱った。

解析にあたっては、切羽の進行に伴って変化する岩盤の三次元的応力状態を考慮するため、実際の施工手順に従って、掘削解放力を段階的に作用させる逐次掘削解析を採用した。なお、切羽の進行に伴う掘削解放率の配分は、円孔を無支保で掘削した場合の三次元弾性 FEM 解析（軸対称モデル）の結果から、切羽からの離隔に応じた壁面での変位発生率を算定し、これを適用した。なお、立坑での当該掘削直後の応力解放率は上記により70%とした。

(4) 支保設計

支保設計では、挙動予測解析で算定した塑性領域に着目し、塑性領域を含む坑道周辺岩盤と支保工の一体化を図るために、覆工などにより塑性領域の幅を標準的なロックボルト長の範囲内に抑えることを基本とした。挙動予測解析は、岩盤の構成式として弾完全塑性モデルを用いた二次元 FEM 解析を採用し、モール・クーロンの破壊規準を適用した。支保部材の応力度照査は、許容応力度設計法に従った。

立坑及び水平坑道の標準部における支保設計は、まず、前述の岩盤等級区分から既往事例などに基づいて暫定支保パターンを設定し、次に、深度ごとの初期応力と岩盤等級区分に基づく岩盤物性値を考慮した解析により支保部材に発生する応力を算定し、許容値を超える場合には支保のグレードや施工方法を再検討するという手順で行った。

幌延深地層研究計画における地下施設の建設は、前述のとおり、地山強度比が低い条件下での施工区間が多く、支保部材への荷重負担が増大するため、通常のショートステップ工法における支保（覆工コンクリート）では、坑道を安全に掘削・維持するために大きな巻厚が必要となる。このことから、NATMの設計の考え方を準用した二重支保構造を導入した設計手法²⁾を適用した。

立坑での二重支保構造の設計は、まず、切羽掘削直後に発生する応力が支保部材の短期許容応力度に対して安定となるように、吹付けコンクリートを中心とした一次支保の仕様を決定し、次に一次支保工施工後に打設する二次支保の健全性を照査する方法を用いた。二次支保が負担する荷重は、無支保の場合の壁面変位との差分から等価な掘削解放率を算定し、一次支保部材の発生応力が長期許容応力度を超過している分を二次支保部材に負担させ、二重支保（一次支保＋二次支保）の状態では全体で長期許容応力度以内となるように支保部材の仕様を決定した。つまり、切羽掘削直後に一次支保工を施工することで掘削直後の空洞の安定性を確保したうえで、一次支保工と岩盤の強度を最大限に活用し、二次支保（覆工コンクリート）にも応力を負担させることで、コンクリートの支保厚を低減する合理的な設計を実現した。

上記の考え方に従い、立坑及び水平坑道の支保設計を行った結果、研究坑道総延長の約 50%の区間で二重支保構造を採用することとなった。Fig. 5.2.4-4 に二重支保構造を導入した箇所での支保パターンの一例を示す。また、挙動予測解析により算定した塑性領域分布を Fig. 5.2.4-5 に示す。挙動予測解析の結果から、坑道の掘削に伴い発生する塑性領域の幅は、立坑で最大 3.4m 程度、水平坑道で最大 1.8m 程度と予想している。

坑道間の接続・交差部については、代表的な部位に対して三次元の坑道形状を考慮した三次元 FEM 解析を実施し、壁面での最大せん断ひずみ量により、標準部における二次元 FEM 解析結果と比較することで影響係数を算定し、標準部で得られた支保部材の発生応力に影響係数分を乗じた値により支保設計を行った。

(5) 耐震性能照査

幌延深地層研究計画における地下施設は比較的強度の低い軟岩中に位置し、約 500m の高地圧下という岩盤条件下にあり、立坑を中心とした複雑かつ特殊な構造物であることから、代表的な部位において地震に対する健全性の照査を行った⁸⁾。

(i) 解析条件及びモデル

地下施設を構成する主要な支保材料は無筋コンクリートであるため、鉄筋コンクリート部材のような靱性は期待できず、破壊は脆性的なものとなることから、ここではコンクリートの圧縮破壊する時点を終局状態として定義した。地下施設の坑道が地震に対して破壊しないことは、コンクリートに発生する応力が終局強度以下の状態にあることとして、構造物の耐震性能の照査を行った。設計地震動レベルについては、地震力の大きなレベル 2 地震動（構造物の耐用期間内に数回発生する確率の極めて小さい地震動）⁹⁾に対して検討を行った。

設計地震動における最大加速度については、北海道北西域における歴史地震記録¹⁰⁾や活断層調査結果^{11)~13)}に基づく推定値などを比較した結果、幌延地域の地下深部において最も大きな加速度を与える 230gal を採用した。入力地震波形については、当該地域での断層破壊メカニズムが十分解明されていないため、いくつかの経験的手法の中から、地盤応答解析において坑道にとって最も厳しい応答を与える地震動として、土木学会⁹⁾が例示した海洋型の設計用地震動の振幅を調整する方法を採用して作成した。作成した入力地震動の応答スペクトルの比較を Fig. 5.2.4-6 に示す。

照査を行う部位は、東立坑、水平坑道一般部、水平坑道交差部（30°及び 90°）、立坑－水平坑道接続部とした。東立坑は坑道全体を三次元でモデル化し、水平坑道一般部は二次元断面でモデル化した。交差部及び接続部は局所的な形状を三次元でモデル化し、入力地震波の作用方向を変化させることで、地下施設内での交差・接続の条件を模擬することとした。解析モデルは、いずれも地盤及び坑道をモデル化し、モデル全体に震度を作用させる応答震度法を基本とした。立坑及び交差部（90°）の解析メッシュを Fig. 5.2.4-7 に示す。

応答震度法に用いる慣性力の算定などには、一次元成層地盤解析（SHAKE）を使用した。岩盤の動的物性については、ボーリング調査における PS 検層結果から算定し、地山区分及び単位体積重量は掘削解析で使用了たものと同一とした。Table 5.2.4-5 に設定した地盤物性値を示す。なお、深度 25m までの表層部は非線形性を考慮し、以深の岩盤部分は弾性とした。また、コンクリート部材の終局強度は、土木学会⁹⁾ が示す基準に準拠して、設計基準強度に材料係数などを考慮して設定した。

立坑モデルにおける動的解析の結果から、深度 25m 地点で 0.6% 程度のせん断ひずみが生じることが分かる (Fig. 5.2.4-8)。地盤の慣性力は、東立坑においては最大せん断ひずみ分布が再現される等価震度を用い、水平坑道、交差部、接続部においてはせん断ひずみが最大となる時刻の震度分布を用いた。

(ii) 耐震性能照査

コンクリート部材（覆工及び吹付け）の応力度照査は、地震時増分応力度が、終局強度と常時許容応力度の差分以下となることを確認することとした。応力度に余裕のある箇所は、地震時増分許容応力度（終局強度と常時許容応力度の差分）以内を確認することで、これに代えた。照査の対象は、岩盤による拘束を受けずに応力が大きくなる内空側とした。

立坑部において覆工コンクリートに発生する増分最大主応力の深度分布を Fig. 5.2.4-9 に示す。この結果から、地表と声間層の境界である深度 25m 付近を除けば、全区間において許容応力度を下回り安定性を満たすことが分かった。深度 25m については、掘削解析により設定した覆工コンクリートの設計基準強度 f_{ck} を 24MPa から 40MPa に 1 ランク上げて地震時の安定性を確保することとした。また、水平坑道一般部及び全ての交差・接続部においては、発生応力が地震時増分許容応力度より小さいことが確認された。

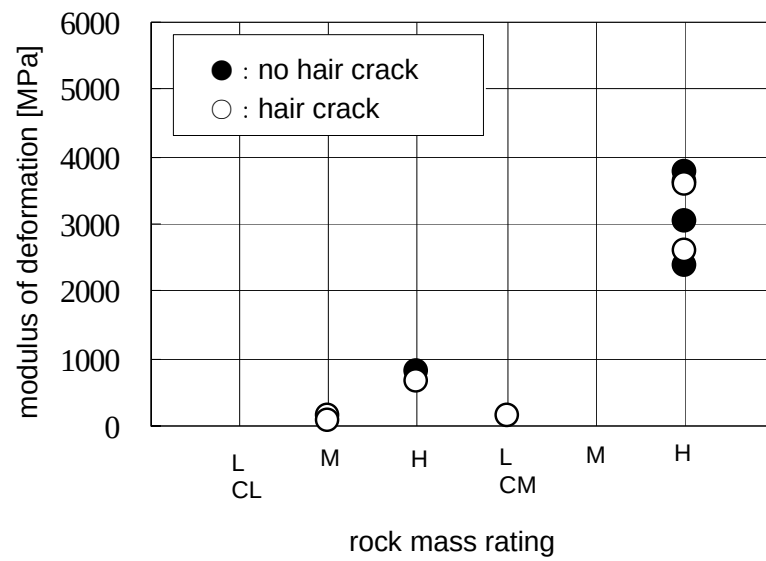


Fig. 5.2.4-1 Result of borehole load test

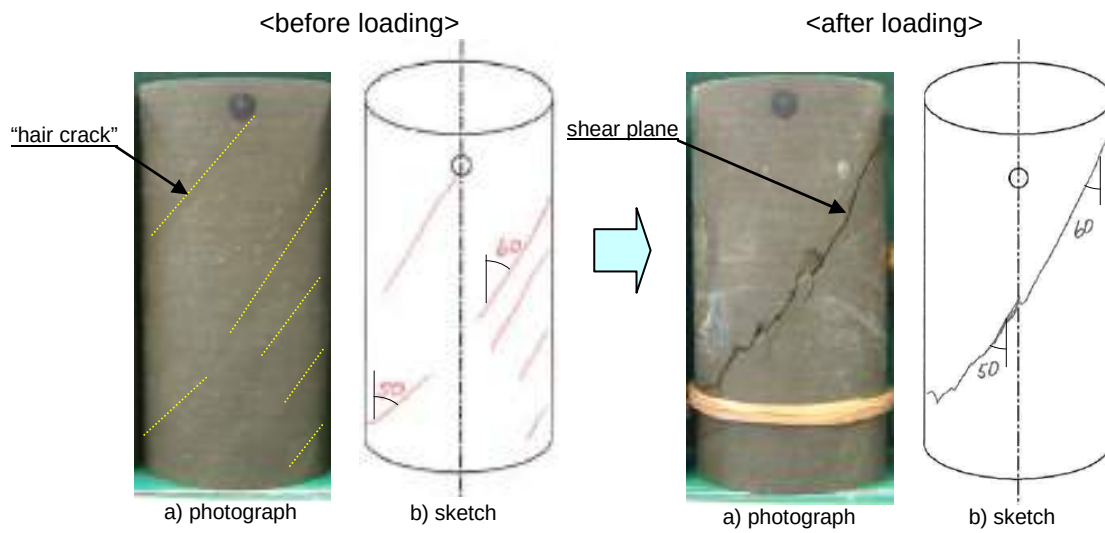


Fig. 5.2.4-2 Specimen of unconfined compression test

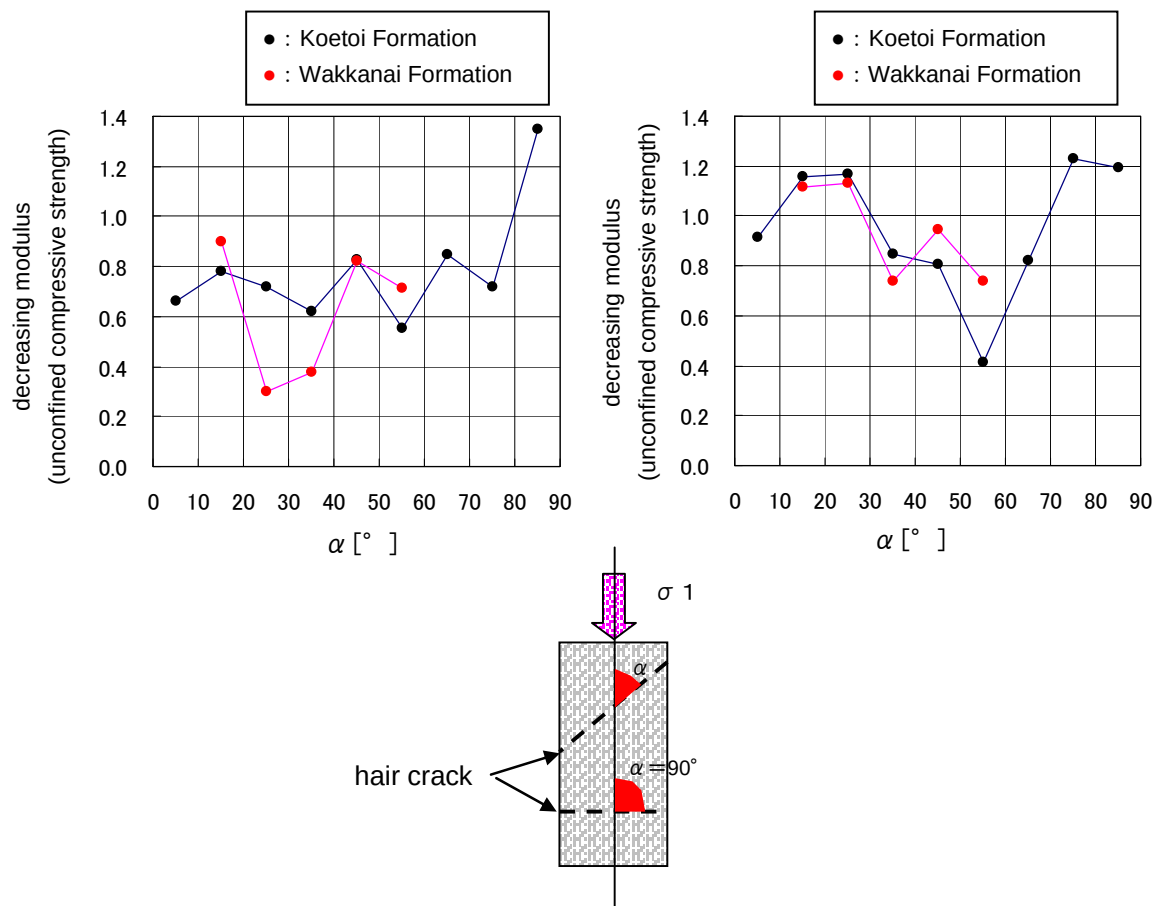


Fig. 5.2.4-3 Effects of hair cracks on mechanical properties

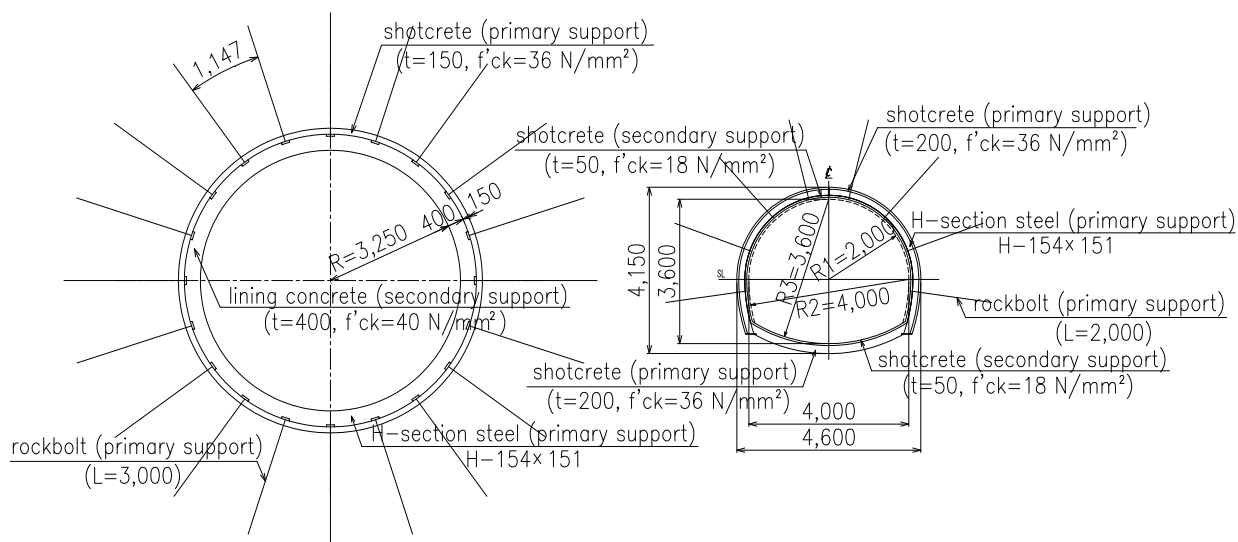


Fig. 5.2.4-4 Typical support pattern (multiple layered support)

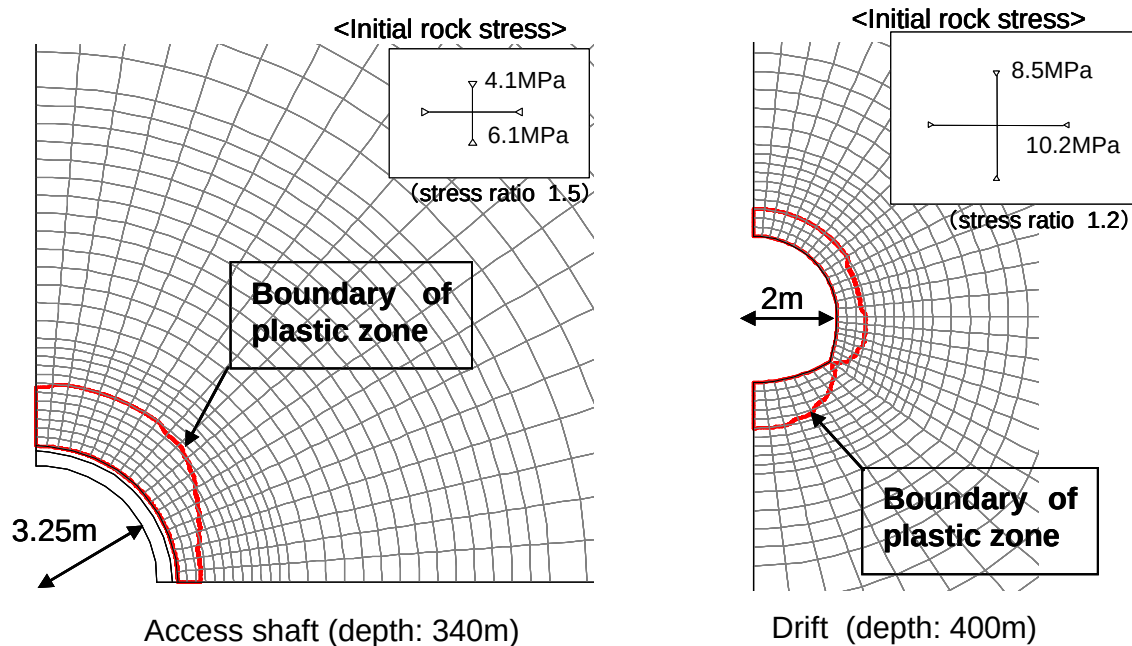


Fig. 5.2.4-5 Plastic Zone by numerical analysis (FEM)

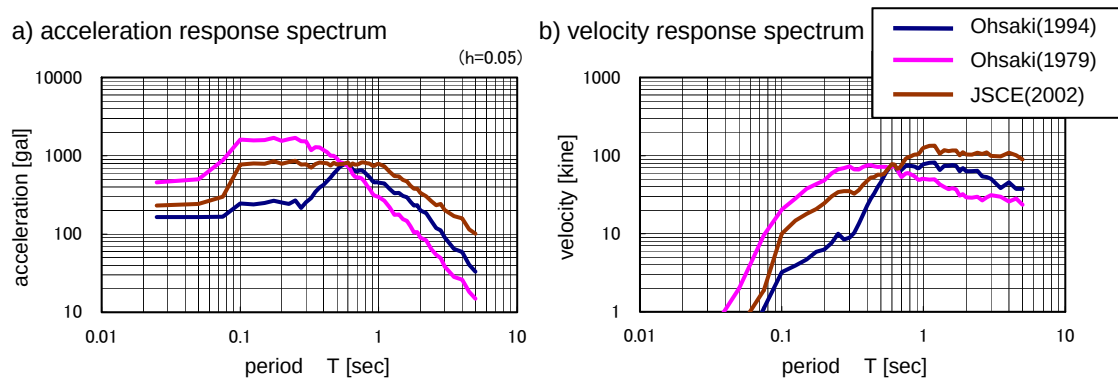


Fig. 5.2.4-6 Response spectrum of input earthquake ground motion

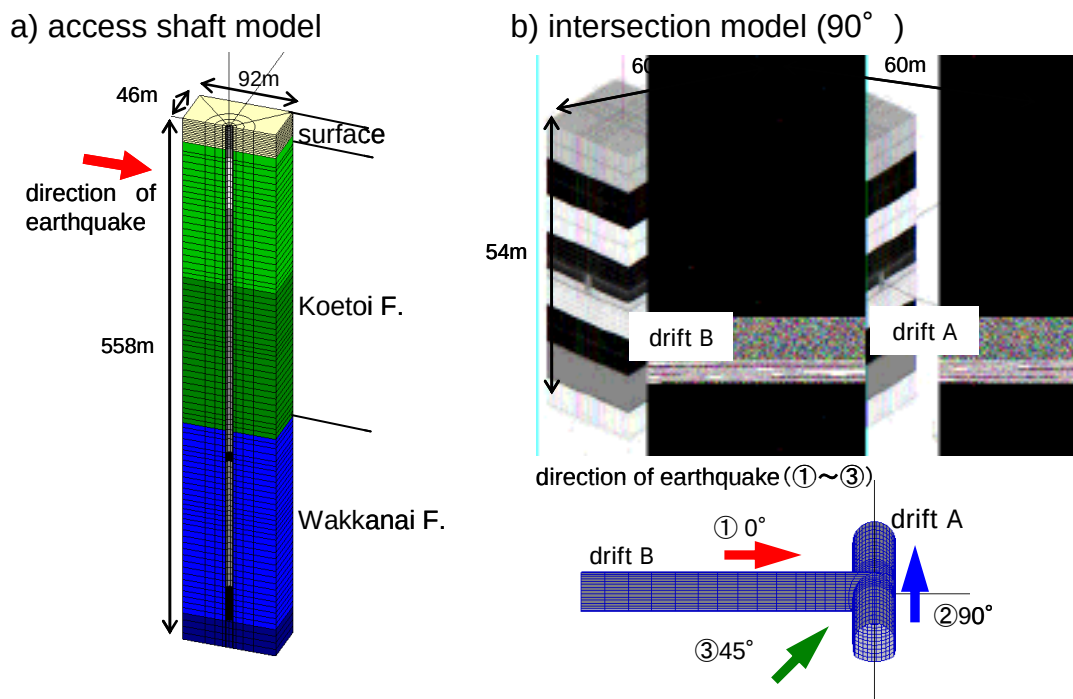


Fig. 5.2.4-7 Seismic analysis model

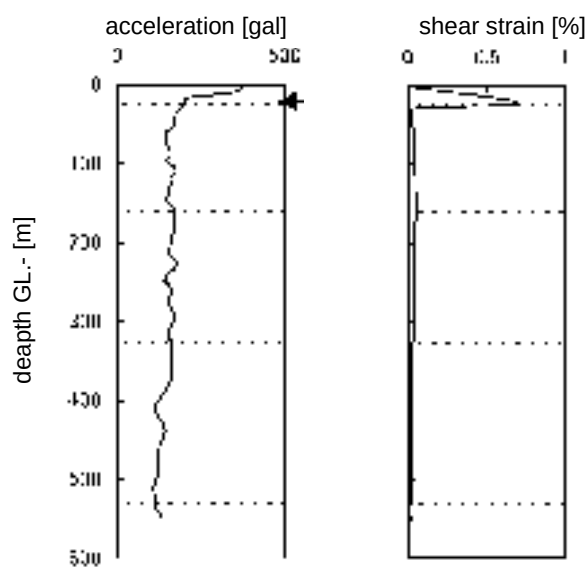


Fig. 5.2.4-8 Result of seismic analysis (shaft model)

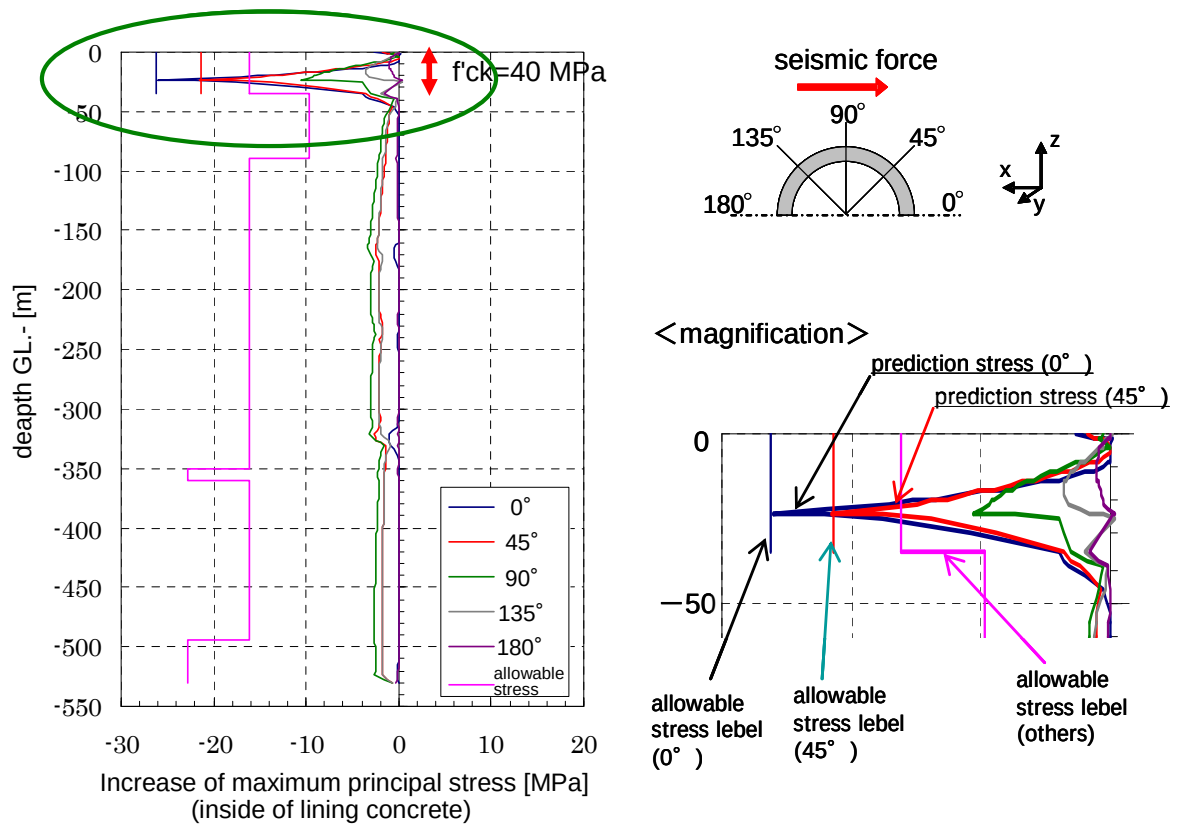


Fig. 5.2.4-9 Relationship between increase of maximum principal stress and allowable stress level

Table 5.2.4-1 Rock mass rating by drill core

Formation	Rock mass rating	Crack	Hair-crack	Characteristics of rock core
Koetoi F.	D		—	Rock is soft. A blade of cutter was stuck more than 2mm. Core is breccias, debris or clayey.
	CL	L	—	A blade of cutter was stuck about 1mm. Core is breccias or debris.
		M	Existence/ Nonexistence	A blade of cutter was stuck about 1mm. Core is almost short columnar less than about 10cm.
		H	Existence/ Nonexistence	A blade of cutter was stuck about 1mm. Core is almost long columnar or stick more than about 10cm.
Wakkanai F.	CM	L	—	The rock can be scratched by blade of cutter. Core is breccias or debris.
		M	Existence/ Nonexistence	The rock can be scratched by blade of cutter. Core is almost short columnar less than about 10cm.
		H	Existence/ Nonexistence	The rock can be scratched by blade of cutter. Core is almost long columnar or stick more than about 10cm.

(Crack: Existing separated plane identified by core observation or logging.)

(Hair-crack (Hr): Latent crack on columnar core from rock, which is actualized in drying or external loading.)

Table 5.2.4-2 Mechanical properties and decreasing modulus of rock mass

		mechanical properties of rock mass					decreasing modulus*	
	rock mass rating	unit weight γ [kN m ⁻³]	poisson's ratio ν	elastic modulus E [MPa]	strength		E	c
					c [MPa]	ϕ [°]		
Koetoi F.	D	14.8	0.300	8.3	0.1	24.1	—	
	CL-L			300	0.5		0.23	
	CL-L (Hr)			300	0.5		1.00	1.00
	CL-M	15.1	0.164	500	0.8	15	0.38	
	CL-M (Hr)			450	0.6		0.90	0.80
	CL-H			1,300	2.2		1.00	
Wakkanai F.	CL-H (Hr)			1,040	1.5		0.80	0.70
	CM-L			500	1.0		0.20	
	CM-L (Hr)			500	1.0		1.00	1.00
	CM-M	18.5	0.186	1,500	3.1	25	0.60	
	CM-M (Hr)			1,350	1.6		0.90	0.50
	CM-H			2,500	5.2		1.00	
	CM-H (Hr)			2,000	1.6		0.80	0.30

* (upper) for visible cracks, (lower) for latent hair cracks

Table 5.2.4-3 Mechanical properties of support materials

		design strength f'ck [MPa]	allowable stress [MPa]	
			short-term	long-term
concrete (compressive)	Lining concrete	24	-	6.0 (f'ck/4)
		40	-	10.0 (f'ck/4)
		60	-	15.0 (f'ck/4)
	Shot-crete	18	13.8 (f'ck/1.3)	4.5 (f'ck/4)
		36	27.7 (f'ck/1.3)	9.0 (f'ck/4)
steel (ten sile)	SS-400 (standard)		400	160
	HT-590 (high tension)		590	236

Table 5.2.4-4 Mechanical properties of early-age concrete

	design strength f'ck [MPa]	Young's modulus [MPa]			compressive strength [MPa]		
		V. shaft	E. shaft	W. shaft	V. shaft	E. shaft	W. shaft
Lining concrete* (for shafts)	24	8,700	8,300	8,800	6.4	5.8	6.6
		9,600	9,100	9,800	7.8	7.0	8.2
	40	11,200	10,600	11,400	10.7	9.6	11.1
		12,400	11,700	12,700	13.0	11.7	13.6
	60	11,800	11,100	12,000	11.8	10.5	12.2
		13,100	12,400	13,500	14.6	13.0	15.4
Shot-crete (for shafts & drifts)	18		3,400			-	
	36		6,000			-	

*(upper) : for standard support, (lower) : for multiple-layered support

Table 5.2.4-5 Mechanical properties for seismic analysis

Layer (depth:GL.-[m])	P-wave velocity [m s ⁻¹]	S-wave velocity [m s ⁻¹]	unit weight [g cm ⁻³]
Surface (0-25)	1,330	170	1.48
Koetoi F. (25-160)	1,330	510	1.51
(160-326)	1,660	590	1.51
Wakkanai F. (326-530)	2,000	900	1.85
(530-604)	2,120	1,070	1.85

5.2.5 防災対策の検討

可燃性ガスの発生が想定される坑内において、調査研究あるいは作業の環境や入坑者の安全を確保するために、可燃性ガス対策、坑内作業環境対策、火災時対策、坑内情報管理システムなどの検討を行った。

(1) 可燃性ガス対策

過去の災害事例から可燃性ガスに起因する災害の要因を整理し、可燃性ガス湧出量予測解析の結果を踏まえて、本地下施設で考慮すべき対策を検討した。

主要な換気は吸出し方式を採用し、坑内全域を負圧環境にすることにより定常時は可燃性ガス排出効果を、また、ファン停止時は可燃性ガス湧出抑制効果を持たせることとした。立坑間の連絡坑道の貫通前は各立坑単独に坑口に吸出し式の換気ファンを設置し、連絡坑道の貫通後は換気立坑坑口部に吸出し式の換気ファンを設置する坑道換気方式とした。また、掘削中の坑道では切羽近傍の環境維持のため小型の押込み式ファンを併用することとした。

必要風量の検討項目としては、粉塵濃度、風速限界、ガス管理濃度、発破後ガス、作業員の呼気などに対するものがあり、このうち風速限界(ガスレイヤーの生成を防止する風速限界 0.5 m s^{-1} 以上)を満足する風量が最大となるため、これを確保できる換気設備を配置することとした。坑内では十分な換気を行うことにより、空気中の可燃性ガス含有率が爆発限界に達するおそれは無いものの、切羽付近で局所的に高くなることも想定される。このため、基本的に切羽から 30m 程度以内で使用する電気機器、換気ファン、坑内通信設備、ガスセンサーなどの保安機器は防爆設備を配置することとした。

可燃性ガスに対する管理体制については、主要な通気回路となる坑道及び切羽には、定置式の可燃性ガスセンサーを設置して常時監視するとともに、1.5%を超えるガス濃度が検知された場合には、その影響範囲内にある電気機器は、センサーや通信機器などの本質安全防爆構造の機器を除きすべてインターロックにより自動的に電源を遮断するシステムを導入する計画である。さらに、掘削中は切羽前方の可燃性ガスの有無を確認するため、掘削サイクルごとにガスチェックのためのボーリングを実施することとした。

(2) 坑内作業環境対策

複雑な坑道配置下において適切な温度、湿度、風速、風量などの坑内環境が確保されることを確認するため、設備発生熱や地温勾配などを考慮して熱環境を予測解析した結果、労働安全衛生規則に定められた作業環境を満足することを検証した。なお、冬期間は氷柱や凍結による設備などへの障害や作業環境への影響、作業員への危害発生が考えられるため、坑口に暖房設備を設置して、坑内温度を 0°C 以上とする計画とした。

(3) 火災時対策

地下施設において想定される設備ごとの着火源、可燃物、火災原因などを整理し、可燃物が存在する箇所では、どこでも火災が発生する可能性があることを前提にして、火災時対策を検討した。検討では、通気網解析手法により、坑内火災時の燃焼影響範囲の予測と地上避難のための通気制御方式の妥当性を検証した。その結果、地下施設建設の施工ステップごとに想定される火災に対応した、適切な通気制御を行うことにより、火災ガスが坑内に拡散する範囲を最小限に抑え、地上まで避難するための安全区域を確保できること、掘削中の坑道においても避難のための安全区域を確保できることを確認した。

坑内で火災などの災害が発生した場合の避難方法については、入坑者が個々に行動することに

よる混乱の防止とともに、地表への人キブルやエレベータによる避難能力が限定されるため避難の順序づけなどが必要となる。このため、地表へ避難する際の情報の収集、人員の掌握、安全確保の確認を行い、地表までの整然とした避難を行うために一時的及び緊急時の避難所として一時避難所を各水平坑道に設置することとした。なお、掘削中の立坑及び水平坑道の切羽などでは行止り坑道となるため防災基本コンセプトを満足することができないが、適切な通気制御を行いながら、切羽周辺で一時避難し、避難路の安全確認後に地表へ避難することとしている。

(4) 通気挙動模型実験

地下施設内における防災対策の信頼性向上を目的として、坑内火災時の複雑な通気挙動を把握するため、立坑と複数の水平坑道を組合せたモデルによる模型実験を行った。地下施設を模擬した実験モデルを Fig. 5.2.5-1 に、実験結果の一例を Fig. 5.2.5-2 に示す。通気挙動を確認するためのトレーサーには線香の煙を用い、ヒーターで熱した模型内の煙挙動をレーザーにより観測し、あわせて模型内の気流の温度分布及びガス濃度分布を計測した。

その結果、火災で発生する浮力による通気主流の逆転現象や、水平坑道の風門を開閉した場合の通気挙動を確認することができた。ここで得られた知見は、今後、通気挙動解析へのモデル化の検討を行い、立坑掘削が深部に到達し、坑道換気が開始されるまでに現状の通気システムの検証を行う予定である。

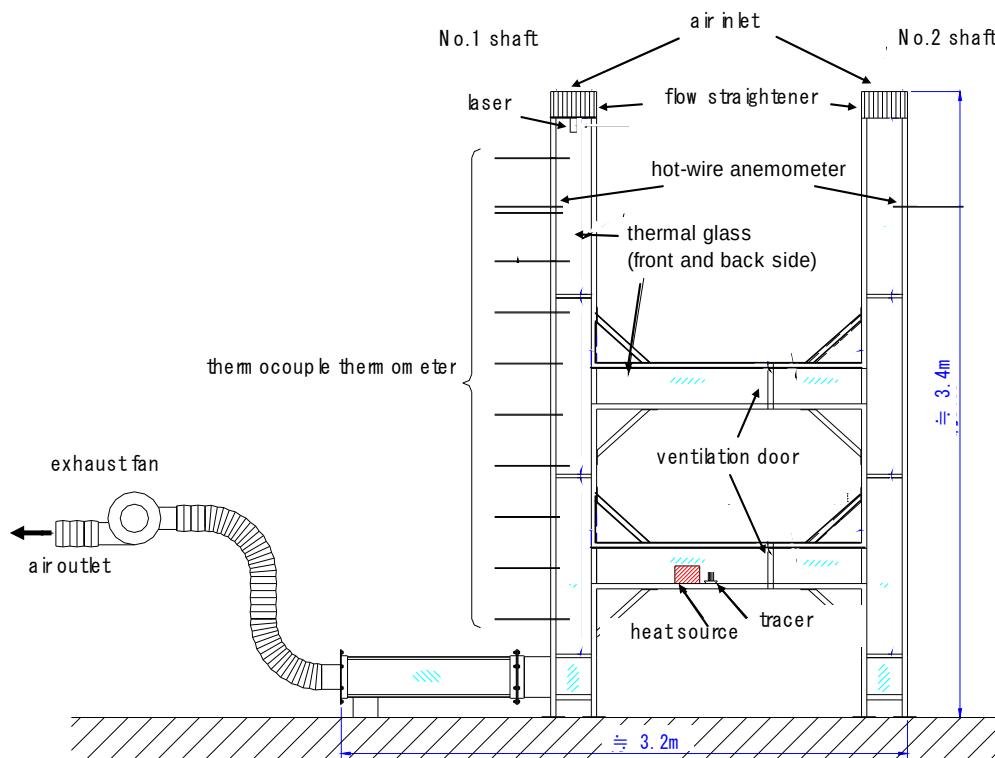


Fig. 5.2.5-1 Layout of laboratory model

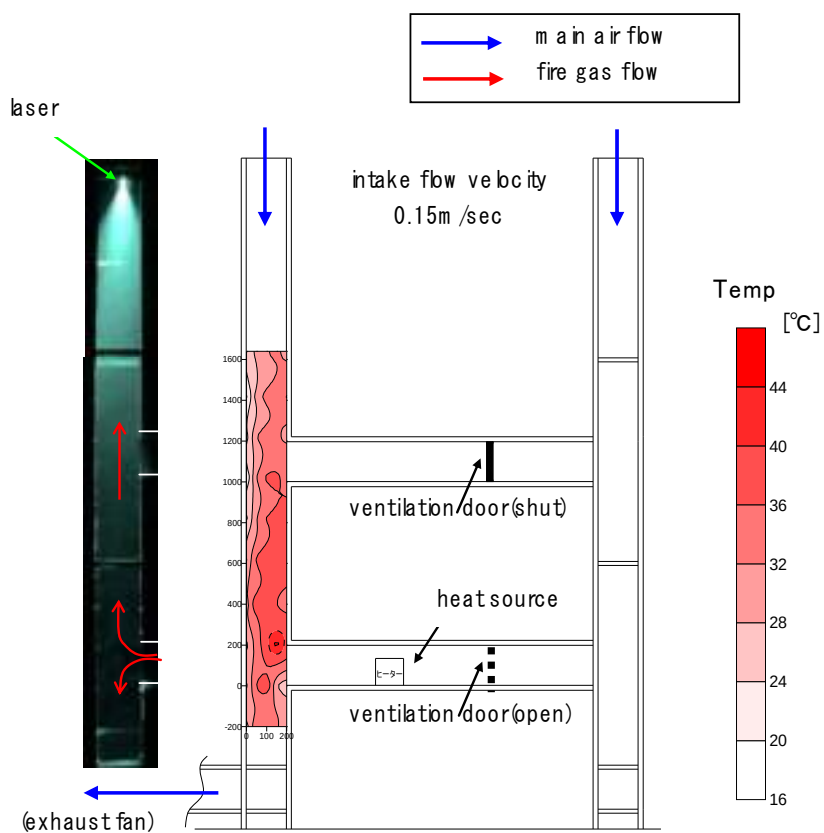


Fig. 5.2.5-2 Example of experimental result

(in this case, the fire gas flowed upwards against the intake flow in the shaft)

5.3 まとめ

5.3.1 第1段階における調査研究の成果

第1段階における深地層の工学技術の基礎の開発では、地表からの調査により得られた地質環境情報、地下施設内で実施される調査試験計画、現状の施工技術を考慮して、坑道の仕様・レイアウトを検討し、地下施設の建設・供用時において地下深部で遭遇する様々な現象を考慮した坑道の安全確保、坑内環境の維持のために必要となる対策工、施工管理方法について検討し、地下施設の設計・施工計画を策定した。具体的には、地下施設の事前設計技術については、堆積岩（軟岩）における不連続面に起因する岩盤挙動発生の可能性を考慮するため、ヘアークラックに着目した地山区分及び岩盤物性値の設定方法を提案した。また、地山強度比の低い条件下での掘削工事に際して、二重支保構造の概念を導入し、掘削後の空洞の安定性を保持しつつ、岩盤及び支保工に掘削開放応力を合理的に負担させることで、支保設計の合理化を実現した。さらに、地下施設における代表的な部位での地震発生時に対する安定性の検討を行い、地下施設の耐震性能照査に関する検討手法を整理した。

施工計画技術としては、幌延において初の試みとなる大深度立坑の自由断面掘削機による掘削工法の計画を策定した。このほか、掘削土（ズリ）や地下水に含まれる特定有害物質への対応については、各種法令や関係機関との調整結果を踏まえ、周辺環境への影響を考慮した処理方法を策定した。さらに、地下施設内での安全確保の観点から、可燃性ガス対策、坑内作業環境対策、火災時対策、坑内情報管理システムなどの計画を立案するとともに、坑内火災時に発生する浮力による通気主流の逆転現象や、水平坑道の風門を開閉した場合の通気挙動などを実験により確認した。

5.3.2 今後の課題及び第2段階の調査研究

第1段階で検討した事前設計手法及び施工技術の適用性については、第2段階において実際の施工に適用することで検証し、体系化していくこととなる。また、第2段階においては、処分場建設に向けた地下坑道の設計・施工計画技術、建設技術、施工対策技術及び安全確保技術の高度化・体系化を図るための調査研究を進めていく予定である。具体的には、掘削中に得られる各種計測データを迅速かつ的確に設計・施工にフィードバックするための情報化施工に関する要素技術（定量的な地山評価手法の開発、最適な挙動予測解析モデルの検証など）を、施工実績を踏まえて体系的にとりまとめる。大深度立坑の自由断面掘削機による掘削工法については、現場への適用を通じて技術的な改良を加えながら、最終的に工法として確立させる。また、発破掘削との掘削影響領域の差異を分析することにより、掘削工法の差異による長短所を整理する計画である。

深地層の研究施設の建設は、社会的に大きな注目を集める工事であり、安全、工程、工事費、周辺環境への影響などのリスク要因を把握した上で適切な対策を講じ、プロジェクトを遂行しなければならない。幌延深地層研究計画では、実際の地下施設の建設を通じて、工事で直面する様々なリスクに対して、その影響度を予め定量化し、プロジェクト全体への影響を考慮した対策の優先順位を決定するためのリスク分析手法（意思決定手法）を整備する予定である。

第2段階で得られた工学技術の基礎の開発に関する調査研究の成果は、最終的に、併行して進められている地層処分研究開発における処分技術に関する調査研究成果と統合し、処分場操業時を想定した制約条件を反映した地下施設の設計・施工技術として整理することを目指す。

5.3.3 得られた技術的知見

第1段階における深地層の工学技術の基礎の開発に関する調査研究を通じて得られた技術的知見を以下にまとめる。なお、ここに示す技術的知見は、第2段階における実際の掘削工事への適

用を通じて検証することを前提としたものである。

幌延深地層研究計画において調査研究の対象とする堆積岩（主として、稚内層及び声問層）は、岩石強度の大きさとしては軟岩に属するものの、その強度・変形特性は既存の割れ目やヘアークラックなどの影響を受けることが明らかになったことから、地下施設の事前設計技術として、堆積岩（軟岩）であっても、当該地点に分布する岩種によってはこれらの不連続面の影響を適切に考慮して岩盤物性を評価する必要がある。また、地山強度比の小さい条件下での坑道の支保設計において、二重支保構造の概念を導入して、岩盤及び支保工に掘削解放応力を合理的に負担させることにより、掘削後の坑道の安定性を保持しつつ、支保設計の合理化を図ることができる。

また、周辺環境への影響を低減させる取り組みとして、岩石試料を用いた室内試験や、地下水の水質分析を行うとともに、各種法令や関係機関との調整を通じて掘削土（ズリ）や地下水の処理方法の最適化を図ることが必要である。地下施設の安全確保については、坑内火災が発生した際に生じる浮力による通気主流の逆転現象や、水平坑道の風門を開閉した場合の複雑な通気挙動の発生が実験的に確認されたことから、このような現象を考慮した対策を講じることが肝要である。

参考文献

- 1) 核燃料サイクル開発機構：“わが国における高レベル放射性廃棄物地層処分の技術的信頼性—地層処分研究開発第2次取りまとめ— 総論レポート”， JNC TN1410 99-020 (1999).
- 2) 森岡宏之，尾留川剛，村川史朗，菅原健太郎，小林隆志：“幌延深地層研究計画における地下研究坑道の支保設計”，土木学会第35回岩盤力学に関するシンポジウム講演論文集（2006）.
- 3) 土木学会：“コンクリート標準示方書[構造性能照査編]”， pp.28-29 (2002).
- 4) 日本鉄道建設公団：“NATM 設計施工指針”，(1996).
- 5) 土木学会：“コンクリート標準示方書・施工編”， pp.52-53 (2002).
- 6) 小林隆幸，寺本哲，小門武，篠原雅樹：“トンネル支保工の高規格化への取り組み”，トンネルと地下， pp.49-56 (1998).
- 7) 土木学会：“トンネル標準示方書 [シールド工法編]・同解説”， pp.66-69 (1996).
- 8) 尾留川剛，森岡宏之，西山誠治：“幌延深地層研究計画における地下研究坑道の耐震性能照査”，第41回地盤工学研究発表会講演論文集， pp.1739-1740 (2006).
- 9) 土木学会：“コンクリート標準示方書[耐震性能照査編]” (2002).
- 10) 宇佐美龍夫：“最新版日本被害地震総覧[416]—2001”，東京大学出版会（2003）.
- 11) 地震調査研究推進本部：日本海東縁部の地震活動の長期評価について（2003），(オンライン)
<http://www.jishin.go.jp/main/chousa/03jun_nihonkai/>
- 12) 活断層研究会：“新編日本の活断層”，東京大学出版会（1991）.
- 13) 中田高，今泉俊文：“活断層詳細デジタルマップ”，東京大学出版会（2002）.

6. 地下施設建設に伴う周辺環境への影響調査

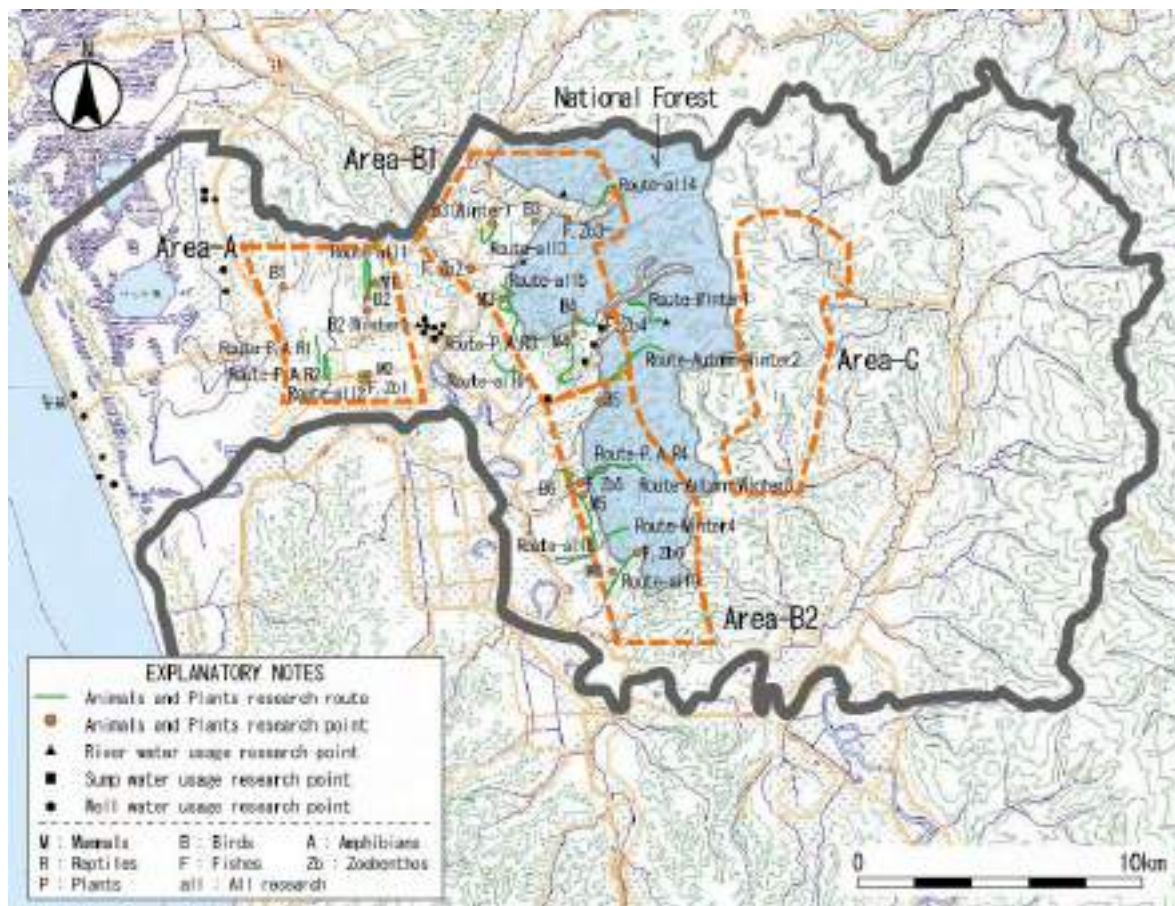
幌延深地層研究計画の開発規模は、環境影響評価法（平成 9 年法律第 81 号）及び北海道環境影響評価条例（北海道、平成 8 年条例第 37 号）の対象となる規模より小さいが、調査研究や研究所設置に伴う環境への影響を把握し、その影響を最小限にとどめることを目的として、研究所設置地区を対象とした環境調査を自主的に実施している。また、地下施設を建設することによる地下水などの周辺の地下環境に対する影響についても調査を実施している。

本章では、第 1 段階に行った環境調査の内容について記述する。

6.1 調査の考え方と進め方

動植物及び水利用に関する調査については、3.3.5 で述べたように、研究所設置地区選定前の 2001 年度に研究所設置対象区域（A, B1, B2 区域）を中心に実施した。調査位置図を Fig. 6.1-1 に、調査項目と調査方法を Table 6.1-1 に示す。研究所設置地区決定後の 2002 年度の夏季、秋季、冬季及び 2003 年度の春季に、研究所設置地区内での動植物、騒音・振動及び水質についての環境調査を実施した。調査位置は、研究所設置地区の環境区分（河川植生、防風林、低木樹林、湿地植生）を考慮し、各環境区分を網羅する調査ルートを選定した。調査位置図を Fig. 6.1-2 に、調査項目・調査方法を Table 6.1-2 に示す。

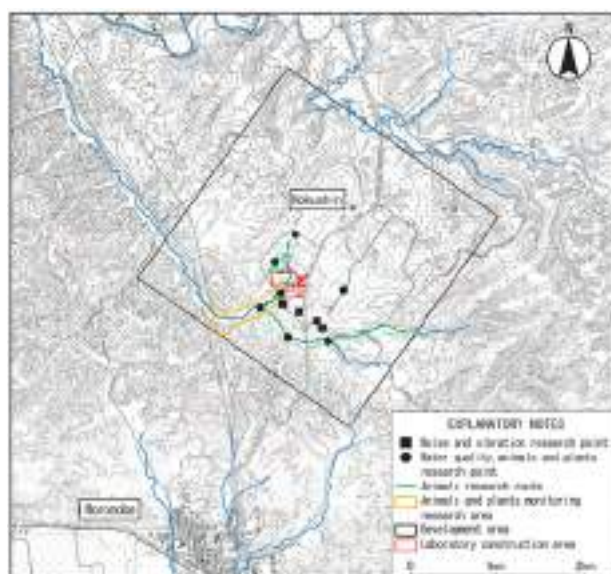
上記の調査結果を踏まえて、研究所用地の造成工事着手後の 2003 年度の夏季から、魚類・植物、保全措置の有効性、騒音・振動、水質に関するモニタリング調査を開始した。これらのモニタリング調査についての位置図を Fig. 6.1-3 に示す。また、主として地下水について地下施設の建設による広域的な影響を評価するための事前調査を行った。表層水の地球化学特性調査では、年間を通じて定期的に行っている表層水理調査と合わせて、降水及び河川水を採取し、化学分析を実施した。また、幌延町全域を対象に表層水を採取し、酸素・水素同位体比の分布を確認した。さらに、地下施設の建設に伴う地下水の水位・水圧の変化を把握するために、ボーリング孔へ長期モニタリング装置を設置し、地下水の間隙水圧、温度の連続モニタリングを実施している。



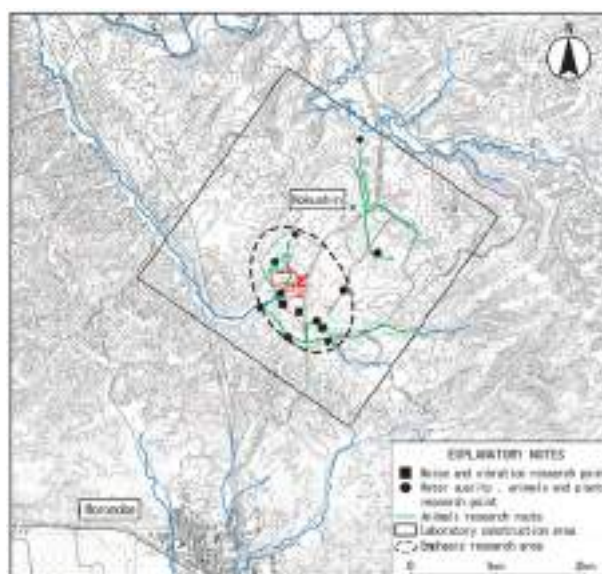
*Base map is part of the 1:50,000 topographic map (Wakasakanai, Toyotomi, Kamisarufutsu, Tesio, Onobunai, Pinnesiri) published by the Geographical Survey Institute.

Fig. 6.1-1 Map showing research points in the area for URL construction (2001)

(2002FY)

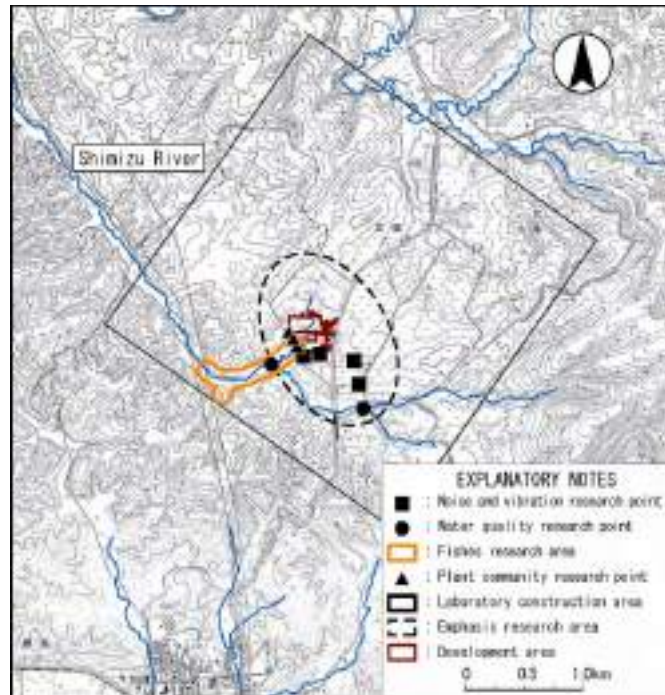


(2003FY)



*Base map is part of the 1:25,000 topographic map (Horonobe, Honryu) published by the Geographical Survey Institute.

Fig. 6.1-2 Map showing research points in the area for URL construction (2002-2003)



*Base map is part of the 1:25,000 topographic map (Horonobe, Honryu) published by the Geographical Survey Institute.

Fig. 6.1-3 The locations of monitoring research

Table 6.1-1 Research items and methods (In the area for URL construction) (2001)

Research items	Research time	Research methods
Animals	Mammals	2001 Summer・Autumn ・ Harvest ・ Field sign
	Birds	2001 Summer・Autumn・Winter ・ Direct observation ・ Field sign ・ Fixed-point census (Nighttime)
	Amphibians	2001 Summer ・ Direct observation
	Reptiles	
	Fishes	2001 Summer・Autumn ・ Direct observation ・ Harvest
	Insects	2001 Summer ・ Direct observation ・ Collection
	Zoobenthos	2001 Summer・Autumn ・ Direct observation ・ Collection
Plants	Flora	2001 Summer・Autumn ・ Direct observation
	Plant community	
Usage of water	2001 Summer・Autumn	Reasearch of river and well water ・ Hearing research ・ Measurement of river flow and level ・ Measurement of well water flow and level

Table 6.1-2 Research items and methods (In the area for URL construction) (2002-2003)

Research items		Research time	Research methods		
Animals	Mammals	2002 Summer・Autumn・Winter 2003 Spring	・ Harvest	・ Direct observation	・ Field sign
	Birds	2002 Summer・Autumn・Winter 2003 Spring	・ Field sign ・ Line census	・ Fixed-point census (2003 spring)	
	Amphibians Reptiles	2002 Summer 2003 Spring	・ Direct observation		
	Fishes	2002 Summer・Autumn 2003 Spring	・ Direct observation	・ Harvest	
	Insects	2002 Summer・Autumn 2003 Spring	・ Direct observation	・ Collection	
	Zoobenthos	2002 Autumn 2003 Spring	・ Direct observation	・ Collection	
Plants	Flora	2002 Summer	・ Direct observation		
	Plant community		・ Quadrat method		
	Noise	2002 Autumn	・ Methods in accordance with'Regulatory Standards for Noise Emitted by Specified Construction Work' (Health and Welfare Ministry・Construction Ministry,1968) and 'Evaluation Manual for Environmental Standard of Noise' Environment Agency,1999)		
	Vibration	2002 Autumn	・ Methods in accordance with'Regulatory Standards of Specified Construction Work' (Prime Minister's Office,1977)		
	Water quality	2002 Summer・Autumn 2003 Spring	・ Methods in accordance with'Environmental Quality Standard Concerning Conservation of Living Environment' (Environment Agency,1971)		

6.2 研究所用地の造成工事着手前の環境調査

(1) 動植物

2001 年度の広域を対象とした動植物調査では、重要な動植物として 36 種（哺乳類 4 種、鳥類 13 種、両生・爬虫類 1 種、魚類 5 種、昆虫類 5 種、底生動物 5 種、植物 2 種）が確認された。このうち、絶滅危惧種に該当する種を抽出したものを Table 6.2-1 に示す。なお、既存の文献^{1),2)}の中には重要種として記載されているものがあるが、ここでは生息地または生育地を特定ができないものについては記述していない。

重要種の確認状況は、A 区域 17 種、B1 区域 16 種、B2 区域 17 種とほぼ同じ出現種数であった。動物の調査項目あるいは種生態に着目すると、A 区域は止水域に生息する底生動物の割合が高く、溜池の魚類などを餌とする猛禽類や旅鳥であるマガン、ヒシクイなどが主体となっているのに対し、B1 及び B2 区域では、ヤマメ、ハナカジカなどの小河川で生息する魚類のほか、エゾライチョウ、オオアカゲラなどの留鳥、エゾサンショウウオ、ムクゲネズミなどの山地に結びついた重要種によって特徴づけられる。

2002 年度の研究所設置地区での夏季、秋季及び冬季調査では、哺乳類 5 科 10 種、鳥類 7 目 18 科 42 種、両生・爬虫類 2 科 2 種、昆虫類 10 目 64 科 255 種、魚類 5 科 8 種、底生動物 11 目 21 種、植物 56 科 171 種が確認された。このうち、重要な動植物は 19 種（哺乳類なし、鳥類 5 種、両生・爬虫類 1 種、魚類 5 種、昆虫類 2 種、底生動物 1 種、植物 5 種）であった。また、2003 年度の春季調査では、哺乳類 5 目 6 科 6 種、鳥類 8 目 17 科 33 種、両生・爬虫類 2 目 2 科 2 種、昆虫類 6 目 20 科 43 種、魚類 5 目 6 科 8 種、底生動物 12 目 23 科 27 種、植物 58 科 214 種が確認された。このうち、重要な動植物は 19 種（哺乳類なし、鳥類 3 種、両生・爬虫類 1 種、魚類 5 種、昆虫類 2 種、底生動物 2 種、植物 6 種）であった。確認された動植物のうち、法指定種や環境庁のレッドリストなどで絶滅のおそれのある動植物種を抽出したものを重要種として Table 6.2-2 に示す。

具体的には、鳥類ではハイタカ、チュウヒ、オジロワシ、オオタカなどの通過を確認するとともに、両生・爬虫類ではエゾサンショウウオ、魚類ではヤマメ、エゾトミヨなど、底生動物ではカワシンジュガイ、昆虫類ではトドマツアワフキ、オオルリオサムシ、ミズスマシの生息が確認された。植物ではノダイオウ、ハイドジョウツナギなどが確認された。

造成工事着手前における動植物に関する調査の結果から、周辺環境及び生息・生育環境に影響を及ぼす可能性のある動植物種を保全対象とし、影響の低減あるいは代償を目的とした保全措置を実施することとした。保全措置を必要とする対象種については、造成工事の影響範囲内で確認されることや、調査結果を踏まえた学識経験者の意見に基づき、エゾサンショウウオとハイドジョウツナギの 2 種を抽出した。

エゾサンショウウオについては、水量の変化による生息・生育地への負荷を低減させるため、2003 年 5 月上旬に卵塊の状態で捕獲し、生息地と同様な自然産卵箇所に移動した。また、ハイドジョウツナギについては、河川の一部埋め立てによる生息地の消失の代償として、休眠状態に入る 2003 年 10 月上旬に、移植前の生息地と同様な環境を有する場所に移植した。これらの保全措置の妥当性については、定期的なモニタリングを行い確認していくこととした。

以上の造成工事着手前の調査結果及び有識者へのヒアリングをまとめた結果、研究所設置地区の造成範囲周辺は既に人為的に改変された環境であること、造成範囲内でのみ生息可能な重要種は確認されず、一部で保全措置が必要と判断されたものの、造成工事による環境への影響はほとんどないと評価された。

(2) 騒音・振動

造成工事着手前の初期値となるデータを取得するため、2002 年度に研究所設置場所付近の 3 箇所において騒音・振動の測定を行った。測定箇所の位置図を Fig. 6.1-2 に示す。

その結果、騒音レベルは 40～50dB 程度、振動レベルは 30～40dB 程度であった。

(3) 表層水・地下水の水質

2001 年度の幌延町内における水利用に関する調査から、海側の地区（下沼、浜里、字幌延、市街地）では、公共水源、個人、事業所のいずれにおいても地下水が利用されており、一方、山側の地区（北進、上幌延、開進、雄興、問寒別、中間寒、上問寒）では、表流水を公共水源として利用している。また、幌延町からの聞き取りによると雄興、問寒別、中間寒、上問寒地区での地下水（井戸）の利用はないとのことであった。

河川水の水質については、造成工事着手前の初期値となるデータを取得するため、2002 年度及び 2003 年度に、研究所用地における降水が流入する清水川の下流部の 2 箇所（Fig. 6.1-2）において採水し、水質の分析を行った。主な分析項目は、水素イオン濃度（pH）、浮遊物質（SS）、溶存酸素量（DO）、生化学的酸素要求量（BOD）とした。その結果は、pH: 6.7～6.9, SS: 2～10mg L⁻¹, DO: 8.4～10.4mg L⁻¹, BOD: 0.6～0.9 であった。

広域的な表層水の地球化学特性については、年間を通じて定期的に行っている表層水調査（4.2 参照）とあわせて降水及び河川水を採取し、2002 年度から継続的に化学分析を実施している。以下、地下施設建設前のバックグラウンドの調査結果を示す。

研究所設置場所付近の清水川下流部に位置する P-3 地点での河川水の地球化学特性の測定結果は、河川水の溶存イオン濃度が、冬季に上昇し、夏季に減少する周期的な季節変動の傾向を示している（Fig. 6.2-1）。この原因として、冬季は積雪及び凍結により降水の河川流入量が低下することにより、相対的に溶存イオン濃度が高くなるためと考えられる。さらに、季節風による風向の変化の影響により、冬季は海側から内陸に向かう風向が卓越するため、海塩粒子の影響を受け、塩化物イオンやナトリウムイオンなどの溶存イオン濃度が増加する可能性も考えられる。また、溶存イオン濃度は、当該物質の溶解度に依存するため、本地域のように温度の季節変化が影響している可能性も考えられる。これらの原因の分析は、表層水調査を通じて検討していく予定である。これらの河川水の地球化学特性については、季節変動は認められるものの、年度を跨ぐ顕著な溶存イオン濃度の増減は認められないことから、本地域の河川水のバックグラウンドが確認できたと考えられる。

今後も、地下施設の建設が周辺の河川及び地下水の水質へ影響しないことを確認するために、モニタリングを継続する予定である。

(4) 地下水の水位・水圧

地下施設の建設に伴う広域的な地下水の水位・水圧への影響を把握するために、ボーリング孔へ長期モニタリング装置を設置し、地下水の間隙水圧及び温度の連続モニタリングを実施している（4.2.3 参照）。また、植生などと相関があると想定される浅層の地下水位及び土壌水分の連続観測を実施している（4.2.3 参照）。以下、地下施設建設前のバックグラウンドの調査結果を示す。

地下水の間隙水圧については、8 つのボーリング孔（HDB-1～3 及び 6～10 孔）に長期モニタリング装置を設置し、地下施設建設前の観測を行っている。このうち、HDB-7 孔に設置した長期モニタリング装置による間隙水圧の観測結果の一例を Fig. 6.2-2 に示す。観測開始時期はボーリング孔によって異なるが、いずれも観測開始から概ね半年後には安定した値を示す観測区間が多い。一方、長期的な水圧の変動が認められる観測区間も存在している。また、これまでの地下施

設建設前の水圧の長期モニタリングの結果においては、ボーリング調査などの人為的活動や地震などの自然現象といった明確な外的要因が、観測区間の水圧に影響を及ぼしていることを示す事例は確認されていない。

今後も、地下施設の建設が周辺の地下水環境へ与える影響を確認するために、ボーリング孔でのモニタリングを継続する予定である。

Table 6.2-1 Confirmed threatened wildlife (In the area for URL construction) (2001)

Taxon	Scientific name (in Japanese)	Basis of selection						
		①	②	③	④	⑤	⑥	⑦
Birds	<i>Accipiter gentilis</i> (オオタカ)		○		VU	Vu		
	<i>Haliaeetus pelagicus</i> (オオワシ)	○	○		VU	En		
	<i>Haliaeetus albicilla</i> (オジロワシ)	○	○		EN	En		
	<i>Circus spilonotus</i> (チュウヒ)				VU	En		
	<i>Accipiter nisus</i> (ハイタカ)				NT	Vu		
	<i>Anser fabalis</i> (ヒシクイ)		○		VU	R		
	<i>Pandion haliaetus</i> (ミサゴ)				NT	Vu		
Fishes	<i>Lefua nikkonis</i> (エゾホトケドジョウ)				VU	R		
	<i>Lethenteron reissneri</i> (スナヤツメ)				VU			
Zoobenthos	<i>Margaritifera laevis</i> (カワシンジュガイ)				VU			
	<i>Radix auricularia japonica</i> (モノアラガイ)				VU			
Plants	<i>Viola kamtschadalorum</i> (オオバタチツボスミレ)							VU

① 'The Law for the Protection of Cultural Properties': The 214th of laws,1950

○ : Natural Monument

② 'The Law for the Conservation of Endangered Species of Wild Fauna and Flora': The 75th of laws,1992

○ : Endangered Species of Wild Fauna and Flora in Japan

③ 'Threatened Wildlife of Japan -Red Data Book 2nd ed.- REPTILIA・AMPHIBIA': Environment Ministry,2000b

EX : Extinct, EW : Extinct in the Wild, CR : Threatened IA, VU : Threatened II, NT : Near Threatened, DD : Data Deficient , LP : Locally Threatened

④ 'About the review of the Red List of the Mammalia': Environment Agency,1998a

'About the review of the Red List of Other invertebrates': Environment Agency,1998b

'About the review of the Red List of the Pisces': Environment Agency,1999a

'About the review of the Red List of the Insecta': Environment Agency,2000a

EX : Extinct, EW : Extinct in the Wild, CR : Threatened IA, VU : Threatened II, NT : Near Threatened, DD : Data Deficient , LP : Locally Threatened

⑤ 'Rare Wildlife in Hokkaido -Hokkaido Red Data Book-': Hokkaido,2001

Ex : Extinct, Ew : Extinct in the Wild, Cr : Critically Endangered, En : Endangered, Vu : Vulnerable, R : Rare, LP : Local Population, N : Noteworthy

⑥ 'Data Book on Rare Aquatic Wildlife of Japan(Edited by Fisheries Agency)': Japan Fisheries Resource,1998

Endangered, Vulnerable, Rare, Decreased

⑦ 'Threatened Wildlife of Japan -Red Data Book 2nd ed.- VASCULAR PLANTS': Environment Ministry,2000c

EX : Extinct, EW : Extinct in the Wild, CR : Threatened IA, VU : Threatened II, NT : Near Threatened, DD : Data Deficient , LP : Locally Threatened

Table 6.2-2 Confirmed threatened wildlife (In the area for URL construction) (2002-2003)

Taxon	Scientific name (in Japanese)	Basis of selection						
		①	②	③	④	⑤	⑥	⑦
Birds	<i>Anser fabalis</i> (ヒシクイ)	○		VU	R			
	<i>Haliaeetus albicilla</i> (オジロワシ)	○	○	EN	En		○	○
	<i>Accipiter gentilis</i> (オオタカ)		○	VU	Vu			○
	<i>Accipiter nisus</i> (ハイタカ)			NT	Vu		○	
	<i>Circus spilonotus</i> (チュウヒ)			VU	Vu			○
	<i>Gallinago hardwickii</i> (オオジンギ)			NT	R		○	
Amphibians	<i>Hynobius retardatus</i> (エゾサンショウウオ)				N		○	●
Reptiles								
Insects	<i>Aphrophora brevis</i> (トドマツアワフキ)				R			
	<i>Damaster gehinii</i> (オオルリオサムシ)						○◎	◎
	<i>Gyrinus japonicus</i> (ミズスマシ)				R			
Fishes	<i>Lethenteron reissneri</i> (スナヤツメ)			VU		Ra		
	<i>Oncorhynchus masou masou</i> (ヤマメ)				N	De		
	<i>Lefua nikkonis</i> (エゾホトケドジョウ)			VU	En			
	<i>Pungitius tymensis</i> (エゾトミヨ)			NT	R			○
	<i>Cottus nozawae</i> (ハナカジカ)				N			
Zoobenthos	<i>Margaritifera laevis</i> (カワシンジュガイ)			VU				
	<i>Somatochlora japonica</i> (コエゾトンボ)						◎	
Plants	<i>Rumex longifolius</i> (ノダイオウ)			VU				
	<i>Stellaria radians</i> (エゾオオヤマハコベ)						●	
	<i>Viola kamtschadalorum</i> (オオバタチツボスミレ)			VU				
	<i>Veronica americana</i> (エゾノカワヂシャ)						●	
	<i>Torreyochloa viridis</i> (ハイドジョウツナギ)				R			
	<i>Sparganium glomeratum</i> (タマミクリ)			VU				
	<i>Platanthera chorisiana</i> (タカネトンボ)			VU				

① 'The Law for the Protection of Cultural Properties': The 214th of laws,1950

○ : Natural Monument

② 'The Law for the Conservation of Endangered Species of Wild Fauna and Flora': The 75th of laws,1992

○ : Endangered Species of Wild Fauna and Flora in Japan

③ 'Threatened Wildlife of Japan -Red Data Book 2nd ed.- Mammalia': Environment Ministry,2002a

'Threatened Wildlife of Japan -Red Data Book 2nd ed.- Aves': Environment Ministry,2002b

'Threatened Wildlife of Japan -Red Data Book 2nd ed.- REPTILIA·AMPHIBIA': Environment Ministry,2000b

'Threatened Wildlife of Japan -Red Data Book 2nd ed.- Pisces': Environment Ministry,2003

'Threatened Wildlife of Japan -Red Data Book 2nd ed.- VASCULAR PLANTS': Environment Ministry,2000c

'About the review of the Red List of the invertebrate (Insecta,Mollusks,Invertebrata etc.)': Environment

EN : IB Endangered, VU : Threatened II, NT : Near Threatened

④ 'Rare Wildlife in Hokkaido -Hokkaido Red Data Book-': Hokkaido,2001

En : IB Endangered, VU : Vulnerable, R : Rare, N : Noteworthy

⑤ 'Data Book on Rare Aquatic Wildlife of Japan(Edited by Fisheries Agency)': Japan Fisheries Resource,1998

De : Decreased, Ra : Rare

⑥ 'Green census - National Survey on the Natural Environment -': Environment Agency,1976

○ : Main wild animals, ● : Valuable plant, ◎ : Excellent nature

⑦ 'Green census - National Survey on the Natural Environment 2nd-': Environment Agency,1982

○ : Rare species, ● : Surveyed species, ◎ : Specific insecta

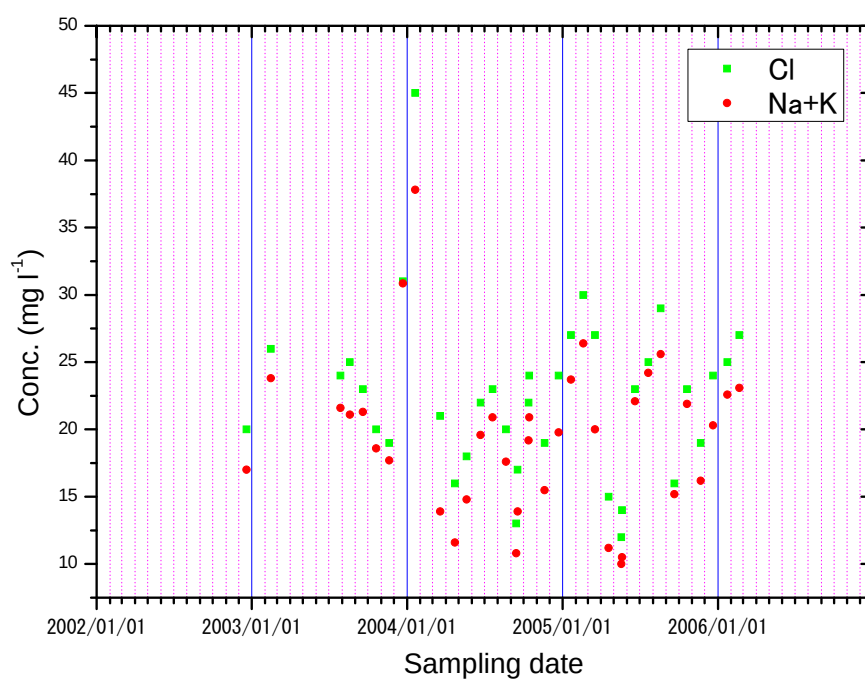


Fig. 6.2-1 Groundwater chemistry (P-3)

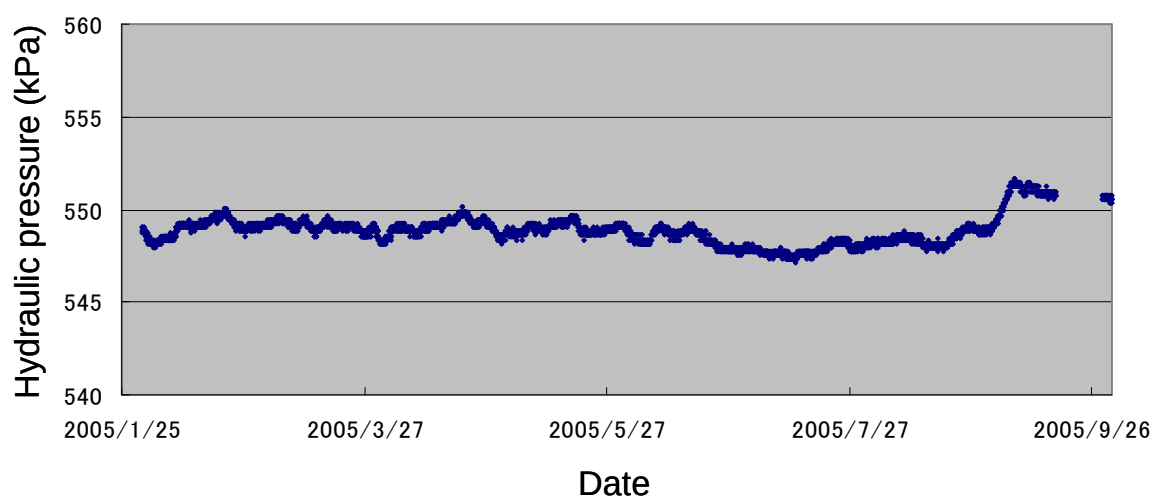


Fig. 6.2-2 Hydraulic pressure in borehole (HDB-7: GL-45.55m)

6.3 研究所用地の造成工事着手後の環境モニタリング

研究所用地の造成工事着手後の 2003 年度の夏季から、魚類・植物、保全措置の有効性、騒音・振動、水質に関するモニタリング調査を実施している (Fig. 6.1-3)。ここでは、2005 年度まで (造成工事着手後から地下施設建設前まで) のモニタリング結果について述べる。

(1) 動植物

魚類については、2005 年度のモニタリング結果において、5 目 6 科 7 種が確認されている。このうち、法指定種や環境庁のレッドリストなどで絶滅のおそれのある魚類を抽出したものを重要種として Table 6.3-1 に示す。確認された重要種は、スナヤツメ、ヤマメ、エゾウグイ、エゾトミヨ、ハナカジカの計 5 種であった。これらの結果については、有識者からの助言を基に、造成工事着手前と同様の魚類の生息環境が維持されていると判断している。

植物群落については、造成工事着手前と比較して、ほぼ同様の種構成であることが確認され、主要種について被度や群度の大きな変化は認められなかった。これらの結果については、有識者からの助言を基に、造成工事による生育地の改変を含む植物への影響は認められず、植生環境は造成工事着手前と同様に維持されていると判断している。

保全措置を実施したハイドジョウツナギの移植後の生育状況については、移植地への活着及び自生地との個体と同様の伸長成長が確認され、さらに、多数の繁殖個体 (開花個体) も確認された。このことから、選定した移植地は良好な生息環境であり、保全措置は有効であったことが確認された。一方、エゾサンショウウオの卵塊については、2003 年の移植作業後の追跡調査により、無事、孵化・成長したことを確認しており、保全措置が適切であったことが確認された。

今後も引き続き、学識経験者からの意見を反映しながら、研究所設置地区での定期的なモニタリング調査を継続していく予定である。

(2) 騒音・振動

造成工事着手後の工事区域における騒音モニタリングの結果については、時間率騒音レベルに関して参考としている「特定建設作業に伴って発生する騒音の規制に関する基準」(昭和 43 年厚生省・建設省告示第 1 号) に示された基準値 (85dB) 以下となっている。また、等価騒音レベルに関して参考としている「騒音に係る環境基準について」(平成 10 年環境庁告示第 64 号) に示された基準値 (C 地域: 昼間 60dB、夜間 50dB; C 地域のうち車線を有する道路に面する地域: 昼間 65dB、夜間 55dB) 以下となっていることが確認されている。

造成工事着手後の工事区域における振動モニタリングの結果については、参考としている「振動規制法施行規則」(昭和 51 年総理府令第 58 号) のうち、「特定建設作業の規制に関する基準」(別表第 1 付表の第 2 号に掲げる区域) に示された基準値 (75dB) 以下となっている。また、沿道においても、参考としている同規則のうち「道路交通振動の限度」(別表第 2 の第 2 種区域) に示された基準値 (昼間 70dB、夜間 65dB) 以下となっていることが確認されている。

これらの結果から、2005 年度までの研究所設置地区における建設工事では、騒音・振動における環境への影響を最小限にとどめるための措置が適切に行われていると判断される。

今後も引き続き、研究所設置地区での定期的な騒音・振動に関する調査を継続していく予定である。

(3) 表層水の水質

河川水の水素イオン濃度 (pH)、浮遊物質 (SS)、溶存酸素量 (DO)、生化学的酸素要求量 (BOD) については、季節によるわずかな変動は認められるものの、研究所設置地区における建

設工事に起因すると考えられる急激な水質の変化は確認されなかった。このことから、2005 年度までの研究所設置地区における建設工事では、河川環境への影響を最小限にとどめるための措置が適切に行われていると判断される。

今後も引き続き、清水川での定期的な河川水質の調査を継続していく予定である。

Table 6.3-1 Confirmed threatened wildlife (2004 monitoring: Fishes)

Order name	Family name	Scientific name (in Japanese)	Basis of selection						
			①	②	③	④	⑤	⑥	⑦
Petromyzontiformes	Petromyzontidae	<i>Lethenteron reissneri</i> (ヤツメウナギ)				VU		Ra	
Salmoniformes	Salmonidae	<i>Oncorhynchus masou masou</i> (ヤマメ)					N*2De*3		○
Cypriniformes	Cyprinidae	<i>Tribolodon ezoe</i> (エゾウグイ)					N		○
Gasterosteiformes	Gasterosteidae	<i>Pungitius tymensis</i> (エゾトミヨ)				NT	R		○
Scorpaeniformes	Cottidae	<i>Cottus nozawae</i> (ハナカジカ)					N		○

① 'The Law for the Protection of Cultural Properties': The 214th of laws,1950

② 'The Law for the Conservation of Endangered Species of Wild Fauna and Flora': The 75th of laws,1992

③ 'Threatened Wildlife of Japan -Red Data Book 2nd ed.- Pisces': Environment Ministry,2003

VU : Threatened II, NT : Near Threatened

④ 'Rare Wildlife in Hokkaido -Hokkaido Red Data Book-': Hokkaido,2001

R : Rare, N : Noteworthy

⑤ 'Data Book on Rare Aquatic Wildlife of Japan(Edited by Fisheries Agency)': Japan Fisheries Resource,1998

Ra : Rare, De : Decreased

⑥ 'Green census - National Survey on the Natural Environment -': Environment Agency,1976

⑦ 'Green census - National Survey on the Natural Environment 2nd-': Environment Agency,1982

○ : Surveyed species

*2 'Yamame' that inhabit only fresh water is targeted.

*3 Cherry salmon is targeted.

6.4 まとめ

幌延深地層研究計画では、調査研究や研究所設置に伴う環境への影響を把握し、その影響を最小限にとどめることを目的として、研究所設置地区を対象とした造成工事着手前の環境調査を実施するとともに、地下施設の建設開始後の継続的なモニタリングを実施している。

造成工事開始前の環境調査の結果、動植物、騒音・振動、河川の水質、地下水に関する建設工事着手前のバックグラウンドについておおむね把握することができた。また、動植物については、周辺環境及び生息・生育環境に影響を及ぼす可能性のある動植物種（エゾサンショウウオ、ハイドジョウツナギの２種）を抽出し、影響の低減・代償を目的として、それぞれに対する保全措置を計画・実施した。

地下施設の建設工事着手後のモニタリングの結果、2005年度までは、動植物、騒音・振動、河川の水質の全ての項目において、地下施設の建設工事に伴う影響は認められず、周辺環境への影響を最小限にとどめるための措置が適正に講じられていると判断される。また、造成工事着手前に実施した動植物の保全措置についても、いずれも良好な状態を確認しており、保全措置が適切であると考えられる。

今後も引き続き、学識経験者からの意見を反映しながら、研究所設置地区での動植物、騒音・振動、河川の水質に関する定期的なモニタリング調査を継続していく予定である。また、今後、地下施設の建設工事に伴う地下水環境への影響を把握するため、地下水の水質及び水位・水圧のモニタリングもあわせて実施していく予定である。

参考文献

- 1) 環境庁：“第３回自然環境保全基礎調査”（1988）。
- 2) 環境庁：“第４回自然環境保全基礎調査”（1993）。

7. おわりに

原子力機構が進めている幌延深地層研究計画は、原子力政策大綱などに示された深地層の研究施設計画の一つとして、堆積岩を対象に、2001年3月から実施しているプロジェクトである。調査研究を段階的に進めることにより、地層処分に関連する様々な技術を実際の地質環境に適用することを通じて、地下深部の地質環境についての理解を深めながら、これを体系的に調査・評価するための技術基盤を整備していくことが主たる目的である。2002年7月には、地上からの調査研究を展開していく主な領域となる研究所設置地区を幌延町北進地区に選定し、2003年3月には、研究所設置地区内において、地下施設及び地上施設を建設するための用地を取得した。また、2005年4月からは、地下施設工事を開始した。地上からの調査研究は、研究所設置地区及びその周辺において展開し、2006年3月末をもって終了した。

本報告書では、幌延深地層研究計画の第1段階における深地層の科学研究について、約5年間にわたって実施した地上からの調査研究において得られた成果を取りまとめている。以下に、3章から6章までに記述した、研究所設置地区及び研究所設置場所の選定、地上からの地質環境の調査研究、深地層における工学技術の基礎の開発、及び地下施設建設に伴う周辺環境への影響調査のそれぞれの成果を簡潔にまとめたうえで、第1段階における深地層の科学研究の成果を総括する。

(1) 研究所設置地区及び研究所設置場所の選定

幌延町における研究所設置地区及び研究所設置場所の選定は、地下深部の地質環境を対象とした調査研究を実施する区域や用地の選定に関する事例であり、深地層の研究施設計画における唯一の事例である。幌延深地層研究計画では、深地層の研究施設を設置するという前提条件に基づき、地質環境要件と安全要件を基本的な要件として設定し、既存情報を用いた調査及び広域的な調査による研究所設置地区の絞り込みと選定を行い、さらに、ボーリング孔を利用した調査の結果などにに基づき研究所設置地区を選定した。

このような場所の段階的な絞り込みと選定を進めるにあたっては、その進展に応じて、各段階における基本的な考え方を明確にしたうえで、考慮すべき要件をより詳細に、かつ具体的に設定し、それに向けた調査の計画を策定することが必要となる。また、技術的な要件に加えて、考慮すべき社会的条件（関連法規や規制など）及び環境条件（動植物の分布や水利用状況など）を網羅的に抽出・整理し、それらの重要度を明確にしておくことが、候補場所の相対比較や評価において重要である。さらに、地上からの調査研究の展開や地下施設の建設の容易さの観点から、地形、土地利用状況やインフラストラクチャーの整備状況などの社会環境も考慮すべき条件となる。

(2) 地上からの地質環境の調査研究

幌延地域に分布する堆積岩と塩水系地下水を対象として、幌延町全域を対象とした調査研究段階と研究所設置地区及びその周辺における調査研究段階の2段階において、既存情報を用いた調査、地表からの調査及びボーリング孔を利用した調査を展開し、その結果の解釈と地質環境（地質構造、岩盤水理、地球化学、岩盤力学）モデルの構築を通じて、地層処分にとって重要な地質環境特性やプロセス（例えば、不連続構造分布、地下水流動、侵食・堆積作用、力学・熱特性など）の大部分を概略的に把握した。さらに、その結果を踏まえて、地層処分システムの安全性の観点から重要と考えられる物質移動・遅延、地質環境の将来変化、及び地下施設建設に伴う地質環境の擾乱の三つの観点から統合し、解釈することを通じて、堆積岩を対象とした地上からの一連の調査・解析・評価の方法論の整備を図ってきた。その一方で、調査研究成果の統合化を通じて、地上からの調査研究において、あるいは個別の調査の中で取得すべき情報の不足や、一部の

調査について、品質管理が十分に行われていないなどの問題点が確認され、また、地上からの調査研究と地層処分研究開発との連携が十分に図られていないなどの反省点も明らかになった。

また、地質環境の調査技術については、地上からの調査研究における様々な試行錯誤や失敗などを経て、整備を図ってきた。特に、調査研究の対象となる堆積岩中には、塩水系地下水に加えて、ガスや石油も存在することを考慮し、地上からの調査研究における主要な調査技術（複数の地上物理探査とボーリング調査やガス調査の組み合わせによる断層の推定、ベントナイト泥水掘削、シーケンシャル水理試験手法）について、その有効性に関する技術的知見やノウハウを蓄積するとともに、長期モニタリング装置の適用性や課題を確認した。

地下深部の地質環境をより効率的に理解していくためには、対象とする地質環境の特徴を理解し、調査・評価すべき特性やプロセスを特定するとともに、その優先度を明確にしたうえで、調査研究計画を策定することが不可欠である。また、その計画に基づいて調査研究を進めていくにあたっては、有効な調査技術の適用も必要ではあるものの、特に、適切な実施体制（チーム）づくりや調査研究の全体から細部に至る品質管理体系の整備が極めて大きな課題である。

(3) 深地層における工学技術の基礎の開発

幌延深地層研究計画における地下施設については、対象とする堆積岩の地山強度比が小さく、可燃性ガスが存在する環境であることを考慮し、地下施設の安全な建設・維持と調査研究のための環境の確保を前提として、仕様及びレイアウトを決定するとともに、地下施設の安全確保、坑内環境の維持に必要な対策工、及び施工管理方法について検討し、地下施設の設計・施工計画を策定した。特に、地下施設の防災対策については、多角的な視点での検討を行った。さらに、周辺環境への影響を考慮した掘削土や地下水の処理方法などを策定した。

現状の工学技術あるいは新たに提案した工学技術を適用することにより、ガスなどを胚胎する堆積岩（軟岩）を対象とした地下施設の設計・施工計画の策定が可能である。ただし、新たに提案した地下施設の事前設計技術（岩盤物性値の設定方法、合理的な坑道の支保設計、地下施設の耐震性能照査に関する検討手法）や施工計画技術については、第2段階において、実際に地下施設を安全かつ合理的に施工することを通じて、その適用性を確認していくことが必要であり、それによって深地層における工学技術の高度化を図ることができる。

(4) 地下施設建設に伴う周辺環境への影響調査

幌延深地層研究計画では、自主的な取り組みとして、研究所設置地区の選定段階における広域的な環境調査に引き続き、研究所設置地区の選定後は、研究所設置地区内において環境調査を継続し、研究所の設置に伴う地上及び地下環境への影響を把握するとともに、その影響の低減を図るための措置を講じてきた。2006年3月末までに、研究所用地の造成工事及び地下施設工事に伴う影響は認められず、また、動植物の保全措置も良好な状態を保っていることから、周辺環境への影響を最小限にとどめるための措置は適切であると言える。

幌延深地層研究計画の第1段階における深地層の科学的研究では、以上のような成果が得られたことから、「地上からの調査研究における地質環境モデルの構築及び坑道掘削前の深部地質環境の状態の把握」と「地下施設の詳細設計及び施工計画の策定」の第1段階目標を達成することができた。その一方で、個別の調査研究における手法やデータの解釈などの信頼性の向上から、地上からの調査研究全体の進め方や管理方法の最適化にいたるまでの様々な課題が残された。それらの中で、特に重要な技術的課題として、実際の地質環境に適用可能な「地上からの体系的な調査・評価技術の信頼性の向上」及び「塩水と淡水の塩淡境界に着目した地下水の流動・水質及び

物質移動の理解」が挙げられる。前者については、幌延深地層研究計画が段階的に進められていくことにあわせて、地質環境を理解するための一連の方法論の詳細化とその評価を重ねつつ、その過程で得られたノウハウや失敗例などの経験をできるだけ知識化して提示していくことが重要となる。さらに、他研究機関で進められている調査研究の成果や議論を踏まえつつ、処分事業や安全規制を支える技術基盤としての厚みを加えていく考えである。一方、後者については、幌延深地層研究計画の開始当初に設定した調査研究課題でもあり、沿岸域を対象とした体系的な調査・評価技術の整備は不可欠であることから、今後の幌延深地層研究計画における調査研究の中で取り組む必要がある。

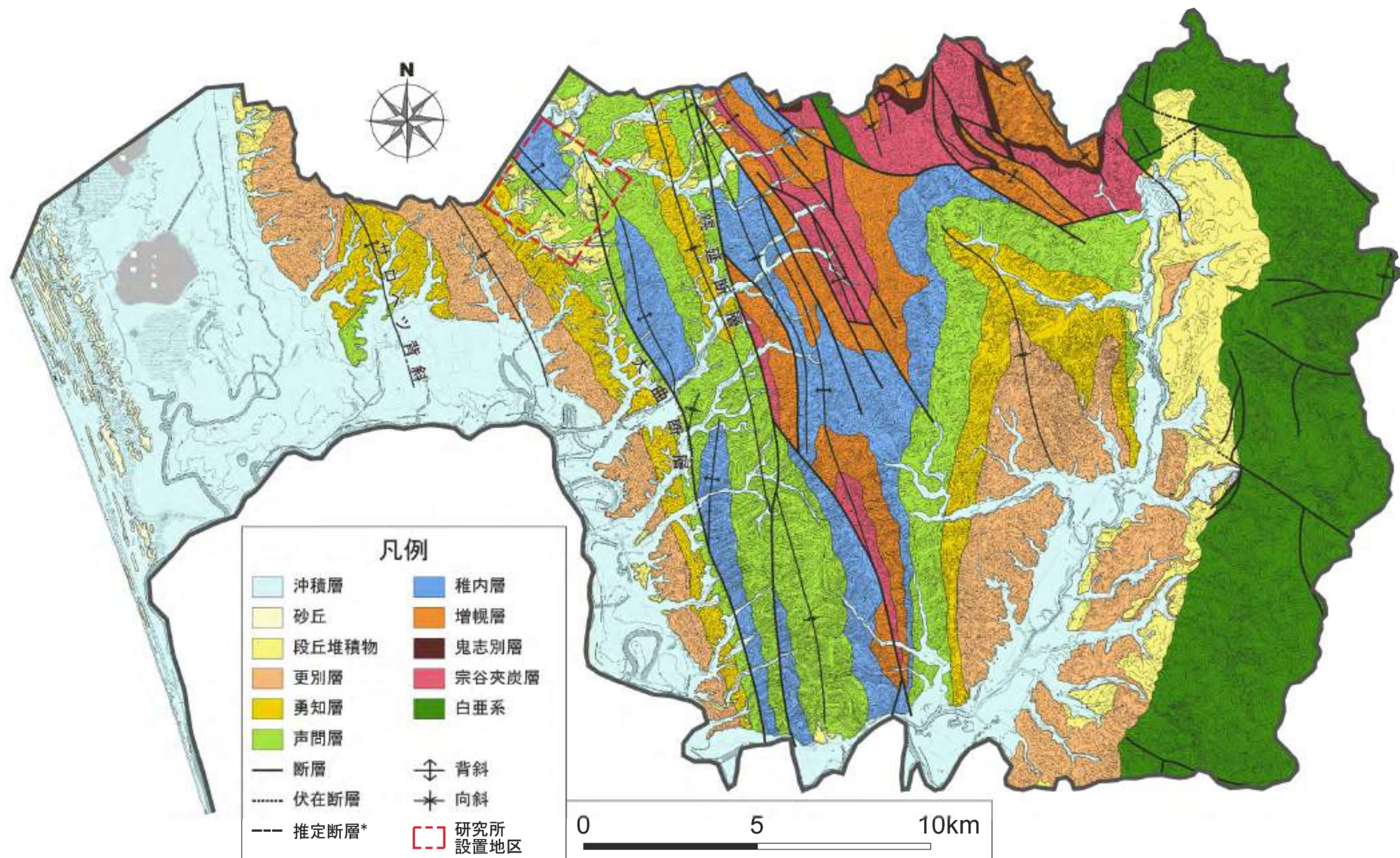
幌延深地層研究計画では、2005 年度から、第 2 段階の坑道掘削（地下施設建設）時の調査研究を進めており、2007 年 3 月末までに、東立坑及び換気立坑ともに、調査研究の対象となる堆積岩層の上部（東立坑：深度約 40m、換気立坑：深度約 50m）までの掘削を行った。今後、安全及び環境保全に配慮しながら地下施設の建設を進める一方、第 2 段階において、深地層の科学的研究と地層処分研究開発が密接に連携し、調査研究がより合理的及び体系的に進められていくように、調査研究の基本的な考え方や計画の具体化を早急に図っていく予定である。さらに、その計画に基づき、調査研究を本格的に展開しながら、第 1 段階で残された課題の解決に向けて取り組んでいく。また、坑道掘削時に得られる情報に基づき、地下施設あるいは坑道の近傍の地質環境を対象にして、地層処分にとって重要な地質環境特性やプロセスの理解を深めていくとともに、地上からの調査研究で構築した地質環境（地質構造、岩盤水理、地球化学、岩盤力学）モデルや地質環境の変化の推定結果について、その妥当性を評価しながら、地上からの体系的な調査・評価技術の信頼性を確認していく。一方、深地層における工学技術の基礎の開発については、地下施設の設計手法・施工技术の適用性を実際の施工を通じて確認するとともに、地下坑道の設計・施工計画の策定、施工対策、安全確保や維持・管理に関する工学技術の整備・高度化を進めていく。これらの調査研究によって得られる成果については、処分事業や安全規制を支える技術基盤として、当面は、平成 20 年代前半を目途とする精密調査地区の選定に照準を合わせて取りまとめていく予定である。

原子力機構は、わが国における中核的な研究開発機関として、今後とも、幌延深地層研究計画及び超深地層研究所計画の二つの深地層の研究施設計画や茨城県東海村の室内試験施設（エントリー及びクオリティ）などを活用した基盤的な研究開発を進めていく。さらに、成果の公表、施設の公開、国内外の関係機関や大学との研究協力などを通じて、わが国の地層処分計画を長期にわたって支えていくための技術の継承や研究者の育成、国民の地層処分に対する理解の増進に寄与していく考えである。

本報告書で紹介した研究成果は、北海道ならびに幌延町、国内外の数多くの研究者や研究機関などのご協力をいただいたうえで得られたものである。ご協力いただいた関係者の方々に感謝の意を表するとともに、今後ともより一層のご支援とご指導をお願い申し上げる次第である。

付録 1

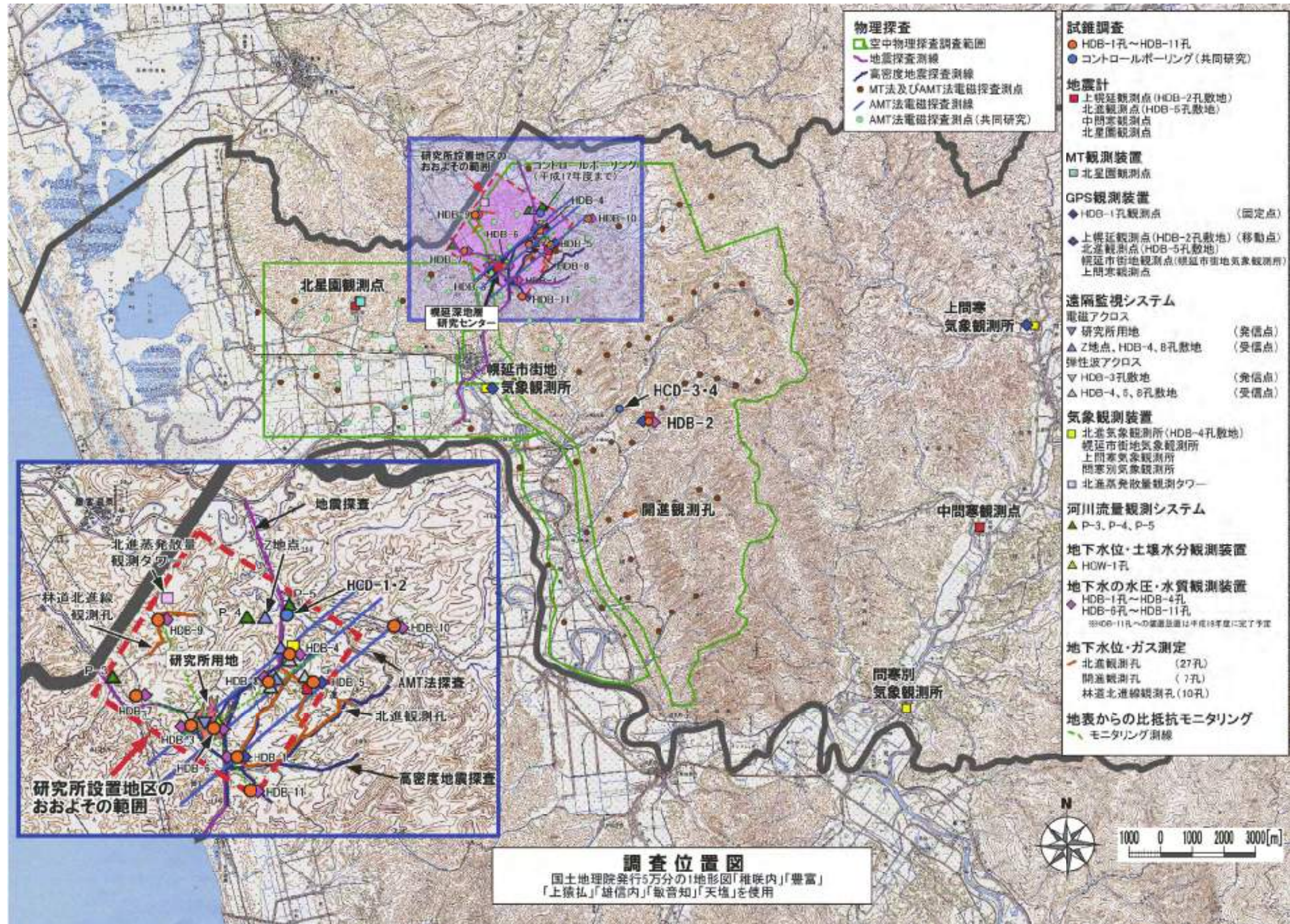
幌延地域の地質図



* 反射法地震探査、電磁探査およびボーリング調査のデータから推定される断層

付録 2

第 1 段階における調査研究の実施位置図



付録 3

第 1 段階における調査研究の実施概要

調査項目	調査期間		調査の主目的	実施内容の概要	調査結果の概要
	開始	終了			
ボーリング調査					
HDB-1	2001/9/3	2002/7/31	既存情報、空中物理探査、地上物理探査等により推定された本地域の地質構造を確認するとともに、研究所設置区域を選定するための地質環境特性を把握する。 堆積岩を対象としたボーリング孔掘削技術を確立する。	地質環境特性を把握するためにボーリング孔を用いた透水試験、地下水の採水及び岩盤の力学試験を実施。また、コアを用いた試験として、室内透水試験、抽出した間隙水の水質分析、一軸・三軸試験による力学試験などを実施。	既存情報、空中物理探査、地上物理探査により推定した地質構造を確認した。HDB-1、2孔ともに、研究所設置区域としての要件を満たしていると判断された。しかし、HDB-1孔の方がHDB-2孔よりも、溶存ガス量が若干少ないことから、技術的には、HDB-1孔、HDB-2孔の順に優先順位がつけられた。
HDB-2	2001/9/11	2002/7/31			
HDB-3	2002/9/3	2004/3/12	研究所設置区域であるB1区域における地質構造を把握し、研究所設置地区及び、場所を選定する。 HDB-1,2孔の掘削において課題となった、清水による掘削と泥水による掘削技術の適用性を確認する。 ボーリング孔を用いた透水試験について、溶存ガス、泥水掘削の影響を考慮した透水試験装置の開発、試験方法の適用性を確認する。	各ボーリング孔は、本区域の中央部に存在する大曲断層の東西における新第三紀の堆積岩の分布形状を把握できるように配置した。 清水掘削と泥水掘削による孔径拡大の状況を把握するための、キャリバー検層の実施。 ガス/水分離装置、透水試験装置の改良を実施し、溶存ガスが存在する場、泥水中での透水試験の実施。 力学試験、室内試験については、HDB-1,2孔と同様に実施。	既存情報、空中物理探査、地上物理探査により推定した地質構造を確認し、大曲断層の東側の方が西側よりも声問層と稚内層の境界深度が浅くなっており、既存の地質構造と整合的であった。HDB-4孔、HDB-5孔においてボーリング孔掘削時に大規模な逸水が認められ、割目と深い関わりがある高透水性の場の存在が示された。
HDB-4	2002/9/3	2004/3/12			
HDB-5	2002/9/3	2004/3/12			
HDB-6	2003/6/26	2004/3/12	地下施設の設計に資するための岩盤の力学強度、透水性を把握する。	地下施設の設計に必要な岩盤の力学強度を取得するため、ボーリング孔を用いた力学試験の点数を多く設定。	HDB-4,5孔と同様に高透水性の場が確認された。また、地下施設の設計に必要な力学強度を有していることが確認された。
HDB-7	2003/6/26	2004/3/12	地下水流動解析における、声問層上部の勇知層の影響を把握するために、勇知層の透水性を把握する。	HDB-1～5孔までの結果をもとに、ボーリング孔を用いた試験、室内試験の実施点数を決定。	勇知層は、砂質の軟岩であり透水性は低い(10-9m/sec程度)結果が得られた。
HDB-8	2003/6/26	2004/3/12	大曲断層の推定位置において、大曲断層の特性を把握する。		大曲断層の推定位置での掘削であるが、大曲断層に直接遭遇できていない。
HDB-9	2004/7/26	2005/3/11	大曲断層の推定位置において、大曲断層の特性を把握する。 また、研究所設置地区の境界部に位置することから、地質環境モデルの境界条件を取得する。	HDB-1～8孔までの結果をもとに、ボーリング孔を用いた試験、室内試験の実施点数を決定。	大曲断層に付随すると想定される割れ目が認められた。境界条件となりうる水圧分布を計測した。
HDB-10	2004/7/26	2005/3/11	研究所設置地区の境界部に位置することから、地質環境モデルの境界条件を取得する。		境界条件となりうる水圧分布を計測した。
HDB-11	2004/8/5	2006/3/10	研究所設置地区の境界部に位置することから、地質環境モデルの境界条件を取得する。地質環境モデルの深度方向の信頼性の向上と、モデルの更新に必要な地質環境特性を把握する。	ボーリング孔掘削を1000mとし、原位置で地下水の物理化学パラメータを測定する技術の適用性を確認。	境界条件となりうる水圧分布を計測した。また、深度約1000mまでの種々のデータを取得した。

調査項目	調査期間		調査の主目的	実施内容の概要	調査結果の概要
	開始	終了			
物理探査					
空中物理探査					
電磁探査	2001年6月	2001年6月	幌延町の広域における岩盤の地質学的不均質性や物質の移動経路として重要な構造の概要把握の一環として、地層の分布や断層の位置を把握する。	幌延町の広範囲において、電磁バードを用いた岩盤の見掛比抵抗の測定を行った。	既存文献で示されている地層分布（稚内層・声間層・勇知層・更別層）を大局的に支持する物性値が得られた。しかし幌延断層や大曲断層の位置や形状については、特に新たな情報を得ることはできなかった。
磁気探査	2001年6月	2001年6月		幌延町の広範囲において、磁気バードを用いた岩盤の磁場の測定を行った。	
放射能探査	2001年6月	2001年6月		幌延町の広範囲において、NaI検出器を用いた岩盤のガンマ線強度の測定を行った。	
地上物理探査					
MT法電磁探査	2001年7月	2001年10月	幌延町の広域における岩盤の地質学的不均質性や物質の移動経路として重要な構造の概要把握の一環として、地層の分布や断層の位置を把握する。	幌延町の広範囲において、深度3000m程度までを対象としたMT探査を行った。	既存文献で示されている地層分布（稚内層・声間層・勇知層・更別層）を大局的に支持する物性値が得られた。しかし幌延断層や大曲断層の位置や形状については、特に新たな情報を得ることはできなかった。
反射法地震探査	2002年8月	2002年8月	研究所設置地区周辺における物質の移動経路として重要な構造の把握の一環として、大曲断層の位置や形状を把握する。	研究所設置地区周辺において、深度2000m程度までを対象とした反射法地震探査を行った。	反射法地震探査によって得られた反射断面は反射イベントの大部分が不明瞭であったため、この結果から大曲断層の位置や性状を把握することは困難であった。
AMT法電磁探査	2003年9月	2003年10月	研究所設置地区周辺における物質の移動経路として重要な構造の把握の一環として、大曲断層の位置や形状を把握する。	大曲断層推定位置付近において、深度1000m程度までを対象としたAMT探査を行った。	大曲断層の推定位置とAMT法電磁探査によって認められる高比抵抗ゾーンの位置が一致し、この高比抵抗ゾーンがフラワー構造のような形状を示すことが分かった。
マルチオフセットVSP探査	2004年11月	2004年11月	研究所設置地区周辺の地域特性（地層の傾斜）との関係から見た適用性／有効性を把握する。	HDB-6孔及びHDB-8孔を用いたVSP探査を行った。	反射法地震探査と対比が困難な結果が得られた。本地域のような地層が複雑に傾斜する地域においてVSP探査を効果的に適用することは困難であることが示された。
高密度反射法地震探査	2004年12月	2004年12月	研究所設置地区周辺の地域特性（岩盤の物性変化）との関係から見た適用性／有効性を把握する。	大曲断層推定位置付近において、深度1000m程度までを対象とした反射法地震探査を行った。	物性値の変化に乏しい地層を対象に、2002年度の反射法地震探査より発振点・受振点の間隔を密にしたが、反射波の連続性や分解能に大きな向上は認められなかった。
重力探査	2004年12月	2004年12月	研究所設置地区周辺における物質の移動経路として重要な構造の把握の一環として、大曲断層の位置や形状を把握する。	大曲断層推定位置付近において重力探査を行った。	大曲断層推定位置付近において、断層を示唆する重力異常変化地点を認めることができた。
電気探査	2005年6月	2005年7月	研究所設置地区周辺の地域特性（天水の浸透）との関係から見た適用性／有効性を把握する。	大曲断層推定位置において、深度250m以浅を対象とした電気探査を行った。	大曲断層推定部分の浅部比抵抗は、深部とは逆に低比抵抗を示した。比抵抗構造は同一の対象であってもその深度により異なる場合があることが示された。
地中レーダー探査	2005年10月	2005年10月	研究所設置地区周辺における物質の移動経路として重要な構造の把握の一環として、大曲断層の位置や形状を把握する。	大曲断層推定位置において、段丘堆積物を対象とした地中レーダー探査を行った。	断層推定位置付近において、断層に関連すると考えられる断層の走向方向と調和的な構造を認めることができた。

調査項目	調査期間		調査の主目的	実施内容の概要	調査結果の概要
	開始	終了			
地質調査					
地質調査(幌延町内)(2000年度)	2001年7月	2001年8月	幌延町の広域における岩盤の地質学的不均質性や物質の移動経路として重要な構造の概要把握の一環として、地層の分布や断層の位置を把握する。	幌延町の広範囲において、地表踏査及び室内分析(鉱物組成・全岩化学組成・微化石年代・FT年代・古地磁気)を行った。	地層の分布について、既存文献とおおむね整合的な結果を得ることができたが、幌延断層及び大曲断層の位置や形状については、新たな情報を得ることはできなかった。
地表踏査(研究所設置地区周辺)(2002～2004年度)	2002年10月	2002年10月	研究所設置地区周辺における岩盤の地質学的不均質性の把握の一環として、地層の分布を把握する。	研究所設置地区周辺において、地表踏査、浅層簡易ボーリング及び室内分析(微化石・鉱物組成・空隙率)を行った。	増幌層・稚内層・声問層・勇知層・更別層の分布について、2001年度までの調査結果と整合的な結果を得ることができた。
	2003年10月	2003年11月			
	2004年10月	2004年11月			
大曲断層に関する地表踏査(2003年度)	2004年10月	2004年10月	研究所設置地区周辺における物質の移動経路として重要な構造の把握の一環として、大曲断層の性状を把握する。	大曲断層露頭において、断層記載を行った。	稚内層と声問層の地層境界をなす断層面と、その断層面から幅約120mにわたって卓越する小断層群を認めることができた。
剥ぎ取り露頭観察	2005年6月	2005年6月	研究所設置地区周辺における物質の移動経路として重要な構造の把握の一環として、小断層帯の性状を把握する。	人工的に作成した剥ぎ取り水平露頭において、割れ目記載を行った。	層理面に高角な小断層が、雁行状に互いに連結し合いながら密集して「小断層帯」を形成することが観察できた。
ガス調査	2002年11月	継続中	研究所設置地区周辺における物質の移動経路として重要な構造の把握の一環として、大曲断層の位置を把握する。	大曲断層推定位置付近において、浅層簡易ボーリング孔を用いたメタン・二酸化炭素ガス測定を行った。	二酸化炭素の濃度が断層推定位置から離れた場所では数百ppm以下の濃度を示すのに対し、断層推定位置付近では数千ppm以上の濃度を示すことがわかった。
地震観測(関連項目4.6.2 4.6.3)					
上幌延観測点	2002年12月	継続中	地震観測データにより震源分布及び地殻構造の解析を行い、幌延地域における現行地殻変動の特徴を把握する。	地表付近(約1.5m)及びボーリング孔底付近(深度137.88m、上幌延観測点のみ)に地震計を設置し、得られた地震観測データについて、大学等の他研究機関が取得した地震観測データと合わせて震源分布等の解析を実施。	北緯45°付近の内陸部においては西に向かうにつれて震源が深くなる傾向を示す。また震央分布については、おおよそ南北方向もしくは北北東-南西方向に連続する傾向が認められた。これらは、北海道北部の大局的な地質構造と調和的である。
北進観測点	2003年9月				
北星園観測点	2003年9月				
中問寒観測点	2004年3月				

調査項目	調査期間		調査の主目的	実施内容の概要	調査結果の概要
	開始	終了			
GPS観測(関連項目4.6.2 4.6.3)					
HDB-1観測点(固定点)	2003年1月	継続中	GPS観測データにより幌延地域の地殻変動量及び速度を把握し、幌延地域における現行地殻変動の特徴を把握する。	GPS観測装置を設置して連続観測を実施。得られた観測データについて、国土地理院が全国に設置したGPS連続観測システムのうち、北海道北部地域に属する12観測点のデータ、国際GPS事業のグローバル観測網に属する4点の観測データとを合わせ、GPS観測点間の距離(基線長)及び地殻水平歪速度の解析を実施。	北海道北部地域における東西圧縮テクトニクスを考慮して、過去約3年間の観測データを用いた東西方向の基線長及び歪速度の解析を実施。その結果、2003年十勝沖地震(2003/9/26)の発生前後において地殻変動の傾向及び速度に変化が認められ、観測期間の範囲内で地震の余効変動が継続しているものと考えられる。
上幌延観測点(HDB-2孔敷地、臨時観測点)	2004年7月	継続中		受信機1台による臨時観測を実施。	
北進観測点(HDB-5孔敷地、主臨時観測点)	2004年2月				
幌延公園観測点(幌延市街地気象観測所、臨時観測点)	2004年9月				
上問寒観測点(臨時観測点)	2004年8月				
遠隔監視システム(関連項目:4.8.5(2))					
弾性波アクロス(送信点:HDB-3孔敷地、受信点:HDB-4、5、8孔敷地)	2005年12月	継続中	観測機器の調整及び地下施設建設に伴う地質環境の変動を把握するために必要な試験観測及び地下施設建設前観測データの取得を行う。	精密制御された弾性波及び電磁波の繰り返し信号の連続送受信を実施。	安定した連続送受信により、高S/N比の弾性波及び電磁波データの取得が可能であることが示された。
電磁アクロス(送信点:研究所用地、受信点:HDB-4、8孔敷地、Z地点)	2004年12月 (HDB-8孔のみ 2005年3月)	継続中			

調査項目	調査期間		調査の主目的	実施内容の概要	調査結果の概要
	開始	終了			
長期モニタリング					
HDB-1	2003年8月	継続中	地下施設建設の影響の範囲を調べる。また、長期モニタリングシステムの適用性の確認、他のボーリング孔掘削の影響の確認を行う。	MPシステム（Westbay社製）を利用し、パッカーで仕切られた4区間で水圧を観測中である。	透水性が低いと想定される深度で水圧が定常状態に至っておらず、ボーリング孔掘削時の擾乱が残っていると想定される。その他の箇所は定常状態になっており、地下施設建設前の初期値として妥当な結果を得ている。他のボーリング孔掘削の影響は認められていない。
HDB-2	2004年3月	継続中	HDB-2孔では異常高圧と想定される高い水圧が認められたことから、水圧分布とその長期変動を観測することを目的とする。また、複数種類のモニタリング装置の適用性を確認するためにHDB-1孔とは異なるシステムを導入する。	SPMP（Solexperts社製）を利用し、パッカーで仕切られた7区間で水圧を観測中である。	深部において水圧が高い傾向が確認されている。
HDB-3	2003年11月	継続中	地下施設建設の影響の範囲を調べる。	MPシステム（Westbay社製）を利用し、パッカーで仕切られた6区間で水圧を観測中である。	地下施設建設前の初期値として定常的な水圧が計測されている。
HDB-4	-	適宜（3回/年）	地下水の水質の季節変動や地下施設建設の影響を把握するために、地下水の採水及び水質のモニタリングを行う。	MPシステム（Westbay社製）を利用し、パッカーで仕切られた2区間に対して、年3回程度の採水を実施している。	地下水の水質については、ケーシングパイプを固定するために用いたセメントの影響が、予想のとおり認められているが、平衡状態に達していると考えられる。
HDB-5	-	-			
HDB-6	2005年2月	継続中	地下施設のパイロットボーリングとして、地下施設近傍での水圧分布とその変動を調べる。	MPシステム（Westbay社製）を利用し、パッカーで仕切られた11区間で水圧を観測中である。	地下施設建設前の初期値として定常的な水圧が計測されているが、一部でデータが乱れた箇所が認められている。
HDB-7	2004年12月	継続中	町境界での観測を行うことで地下施設建設の影響の範囲を調べる。また、勇知層の水圧分布を調べる。	MPシステム（Westbay社製）を利用し、パッカーで仕切られた9区間で水圧を観測中である。	地下施設建設前の初期値として定常的な水圧が計測されている。
HDB-8	2005年1月	継続中	地下施設建設の影響の範囲を調べる。	MPシステム（Westbay社製）を利用し、パッカーで仕切られた9区間で水圧を観測中である。	地下施設建設前の初期値として定常的な水圧が計測されているが、一部でデータが乱れた箇所が認められている。
HDB-9	2005年10月	継続中	研究所設置地区の境界の水圧を観測する。また、涵養域と想定される標高の高い箇所の水圧分布を調べる。	MPシステム（Westbay社製）を利用し、パッカーで仕切られた9区間で水圧を観測中である。	地下施設建設前の初期値として定常的な水圧が計測されている。他の孔と異なり被圧していないが、上向きの動水勾配となっている。
HDB-10	2006年3月	継続中	研究所設置地区の境界の水圧を観測する。また、揚水と水圧観測]を同時に実施できるモニタリング装置の適用性を検討する。	Piezoシステム（ダイヤコンサルタント社製）を利用し、パッカーで仕切られた11区間で水圧を観測中である。	水圧計測を開始し、適切に計測できることを確認した。水圧は2007年1月現在定常に至っていない。
HDB-11	2007年2月	継続中	研究所設置地区の境界の水圧を観測する。	MPシステム（Westbay社製）を利用し、パッカーで仕切られた15区間で水圧を観測中である。	水圧計測を開始した。

調査項目	調査期間		調査の主目的	実施内容の概要	調査結果の概要
	開始	終了			
表層水理調査					
地下水位	2003年12月	継続中	地下水流動解析の境界条件の一つである表層部の地下水位分布を把握する。	研究所設置地区及びその周辺流域の48孔で手動あるいは自動測定を実施中である。	地下水位は年変動や降雨による短期的な変動を生じており、変動幅は場所による違いがあることがわかった。また、地形形状の分水嶺と実際の分水嶺が異なることがわかった。
土壌水分	2004年12月	継続中	地下水工学的手法により地下水涵養量を算定する。	研究所周内地内の1箇所でADR土壌水分計を利用して4深度で土壌水分を測定している。不飽和特性(水分特性曲線、比透水係数)は室内試験により取得した。	不飽和特性及び土壌水分の深度分布から涵養量を算定した。しかし、土壌水分計を設置した箇所の透水性が極めて低く、精度のよいデータが取得できなかった。
降水量	2003年8月	継続中	水収支法により地下水涵養量を算定するために降水量を計測する。	幌延町内4箇所の気象観測所にて降水量を測定中である。	2003年8月～2004年7月の一年間の降水量の合計は約1、620mm、また、2004年12月～2005年11月の一年間の降水量の合計は約1、375mmと推定された。
蒸発散量	2003年8月	継続中	水収支法により地下水涵養量を算定するために蒸発散量を算出する。	北進気象観測所及び北進蒸発散量観測タワーにて蒸発散量の推定に必要な気象要素を観測中である。	2003年8月～2004年7月における蒸発散量の合計は約420mmと算定された。また、2004年12月～2005年11月の蒸発散量の合計は約260mmとなった。
河川流量	2002年10月	継続中	水収支法により地下水涵養量を算定するために河川流量を計測する。	町内3箇所に河川流量観測システムを設置して河川水位の連続観測を行うほか、定期的に現地で可搬式の回転式流速計を用いた流量計測を実施している。	2003年8月～2004年7月における流出高はP-1、P-2、P-3流域で各々約970mm、1,220mm、860mmとなり、2004年12月～2005年11月における流出高はP-3、P-4、P-5流域で各々約810mm、800mm、1,070mmとなった。
河川水質観測	2003年7月	継続中	表層部の地下水流動系の把握	定期的(1回/月)に町内3箇所で河川水を採取して水質分析を実施している。	河川水の地球科学特性については、季節変動が認められるものの、年度を跨ぐ顕著な溶存イオン濃度の増減は認められず、本地域の河川水のバックグラウンドが確認できた。
共同研究					
コントロールボーリング掘削(北進地区)	2003年11月	2006年5月	(財)電力中央研究所との共同研究「幌延深地層研究計画における地質・地下水環境特性に関する研究」の一環として、コントロール掘削及び検層・測定技術の原位置での適用性を確認する。	掘削長706mのコントロール掘削を実施すると共に、孔内にて各種の検層・測定を行った。	コントロール掘削技術やコントロールボーリング孔内での検層・測定技術が、幌延の堆積岩において適用可能であることを確認した。また、掘削中の逸水については効果的な対策を検討した。
3次元電磁法探査(AMT)	2005年10月	2005年11月	(財)原子力環境整備促進・資金管理センターとの共同研究「地質環境調査技術の適用検討に関する研究」の一環として、3次元電磁法解析技術を原位置に適用し、既往の解析手法との比較検討を行う。	北進地区(探査範囲:約3×2km)においてAMT法電磁法探査を行い、3次元解析を行った。	3次元解析を行った結果、既往の2次元解析と比較して地質構造の解析精度が向上した。また、得られた比抵抗値が地下水塩分濃度の分布状況を反映している可能性が高いことから、3次元電磁法探査が塩淡水境界の調査技術として有望であることが分かった。
微生物ボーリング調査(H17-1-01孔)	2005年11月	2005年12月	(財)産業創造研究所との共同研究「地層処分における微生物影響評価に関する研究」の一環として、微生物試料の採取、原位置における微生物活性などの調査を行うため、ボーリング孔を掘削し、試料を採取する。	掘削長52.5mのボーリング孔H17-1-01孔を掘削し、地下水試料を採取した。なお、掘削後、2006年7月に当該ボーリング孔にて、地下水試料の採取、原位置微生物活性調査を行った。	採取試料中の微生物種の特定・定量を行う手法及び微生物代謝活性の測定法が適用可能であることを確認した。
メタンガスセンサー	2006年8月	継続中	地下水中に溶解しているメタンガス量の測定	HDB-5孔にて、深度500mまでのメタンガス濃度の分布を調査。その後深度230m付近にて長期モニタリングを実施中	室内試験及びボーリング孔を利用した現地測定試験を実施し、開発した溶存メタンガスセンサーが孔内の測定においても適用可能であることを確認した。

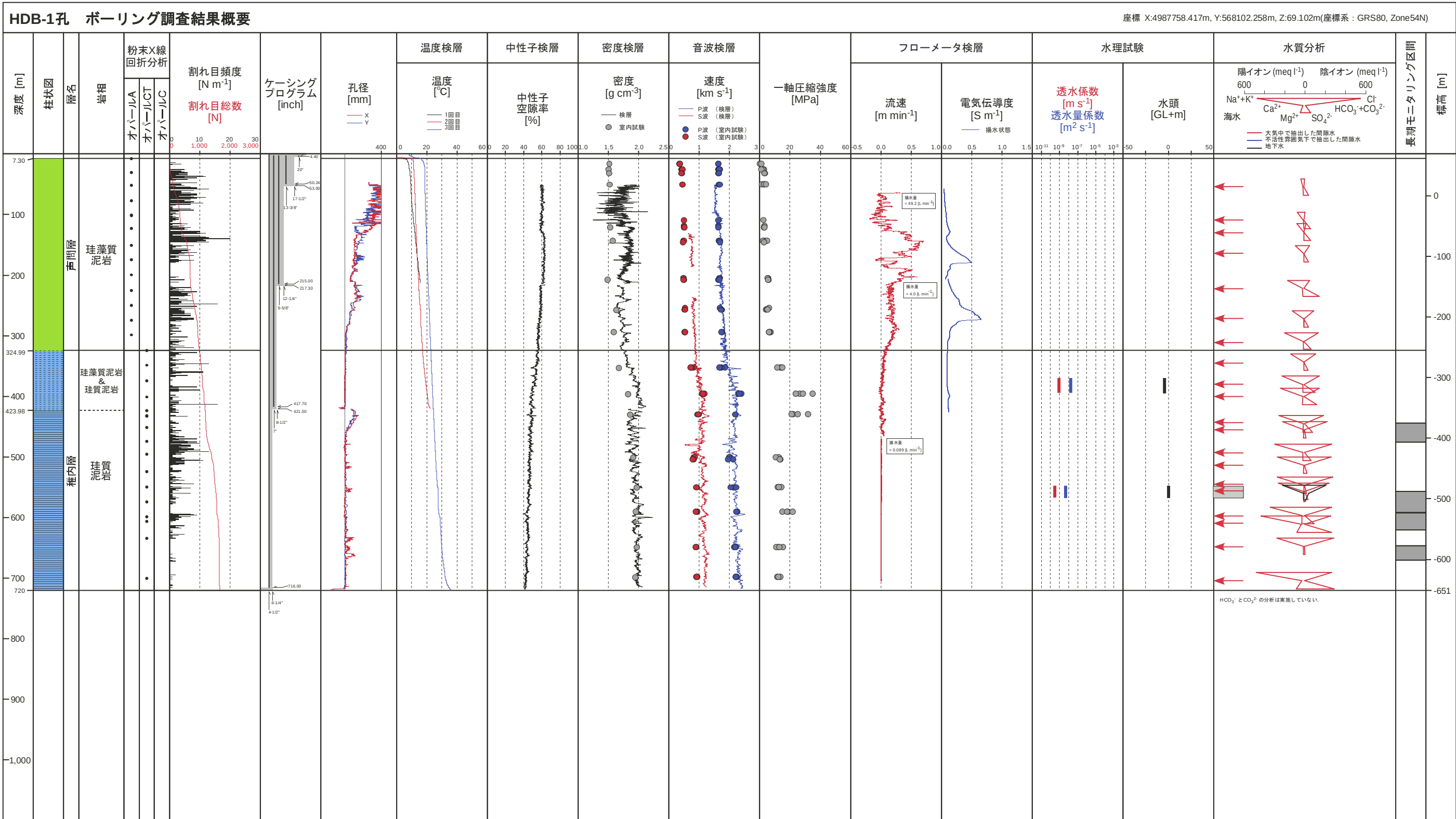
付録 4

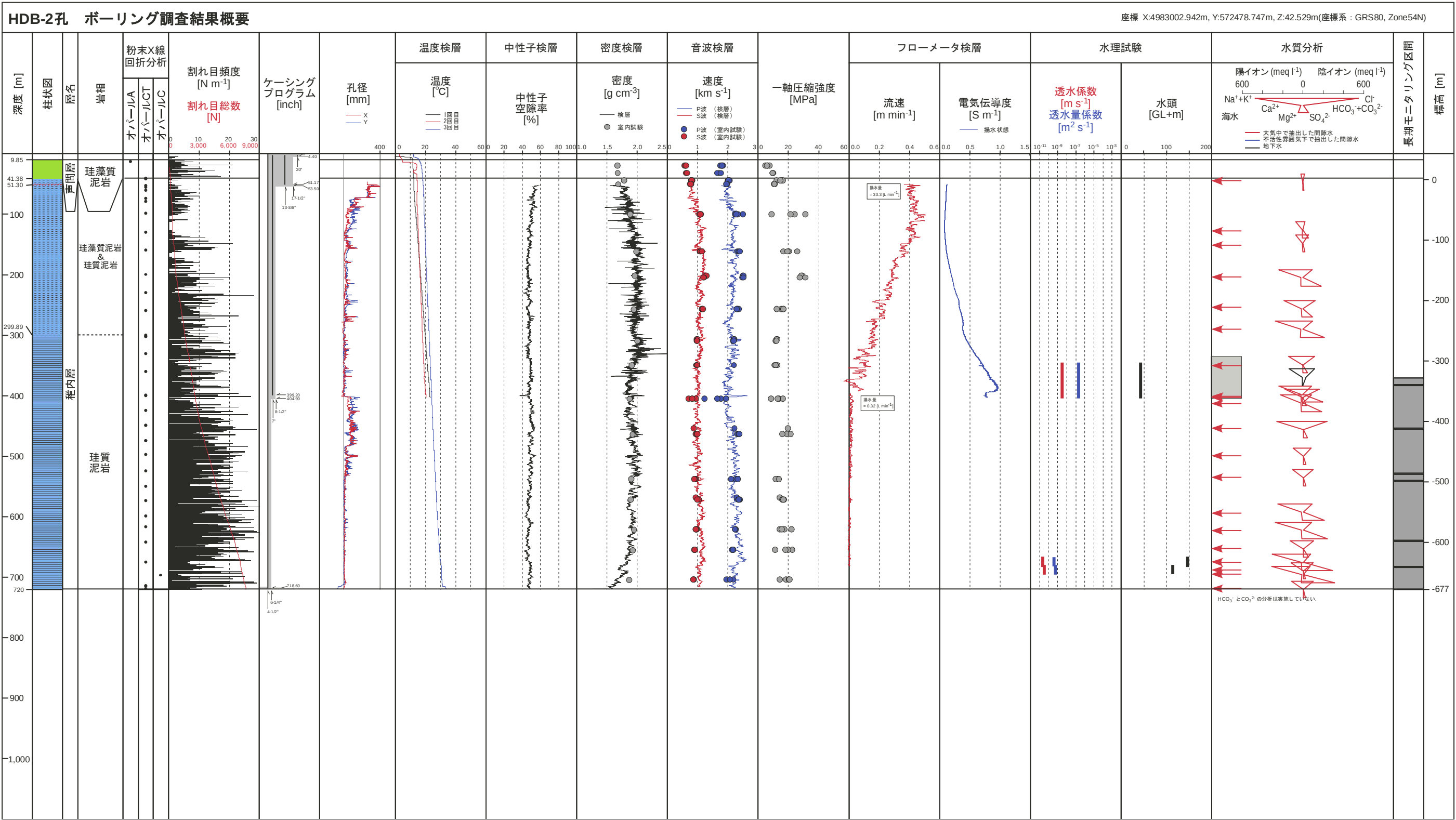
深層ボーリング孔を利用した調査の実施概要

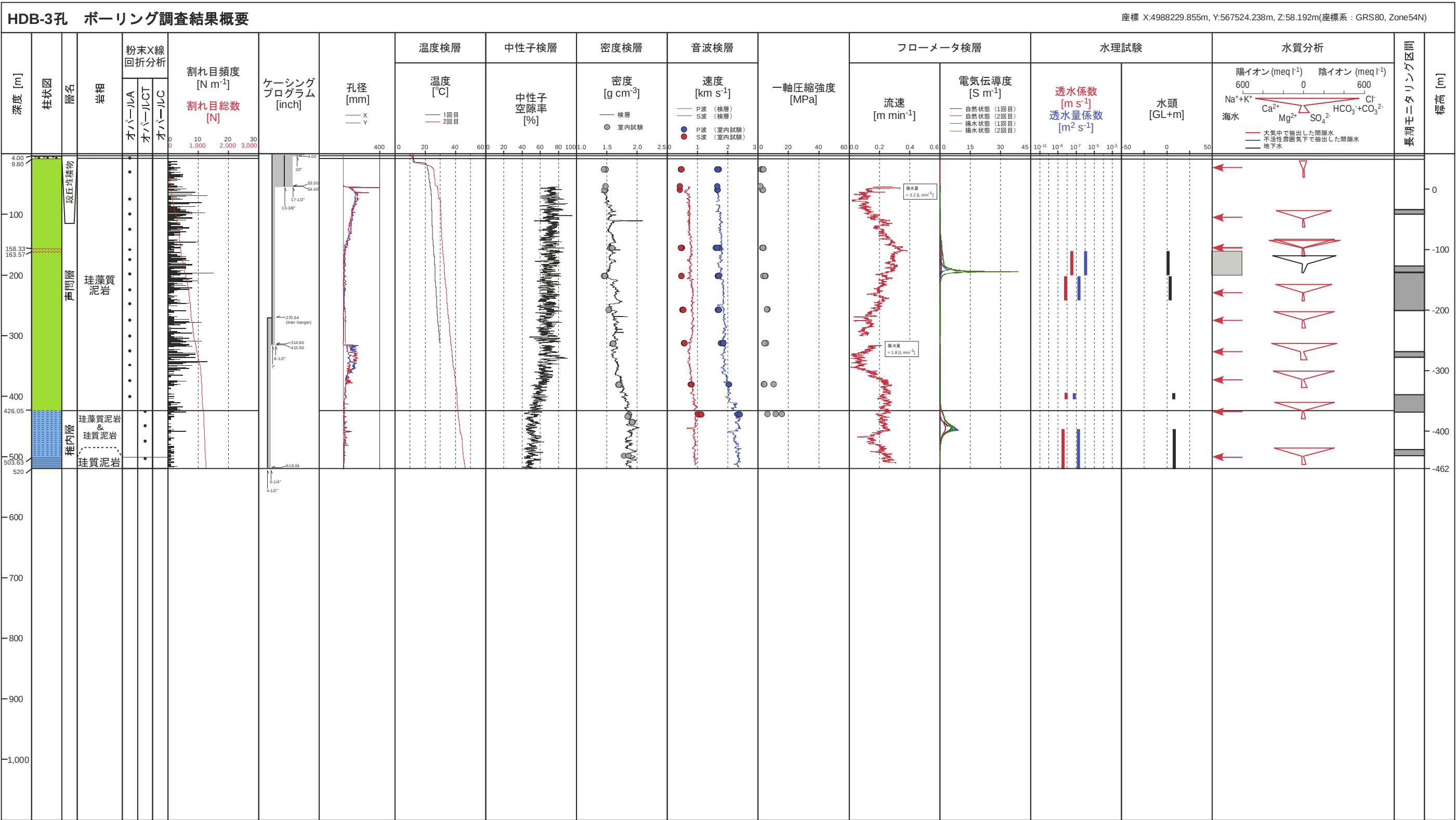
[illegible]

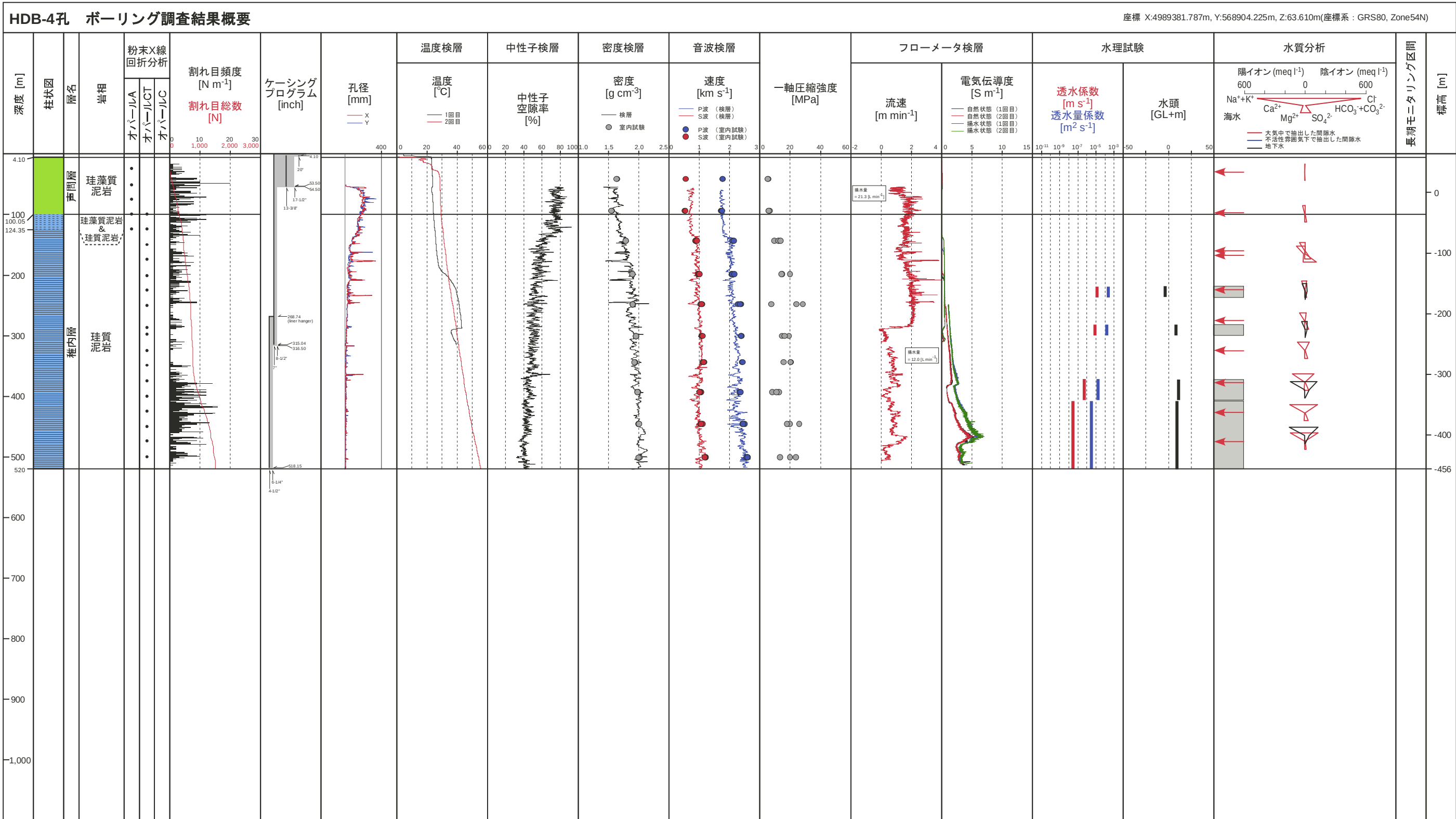
付録 5

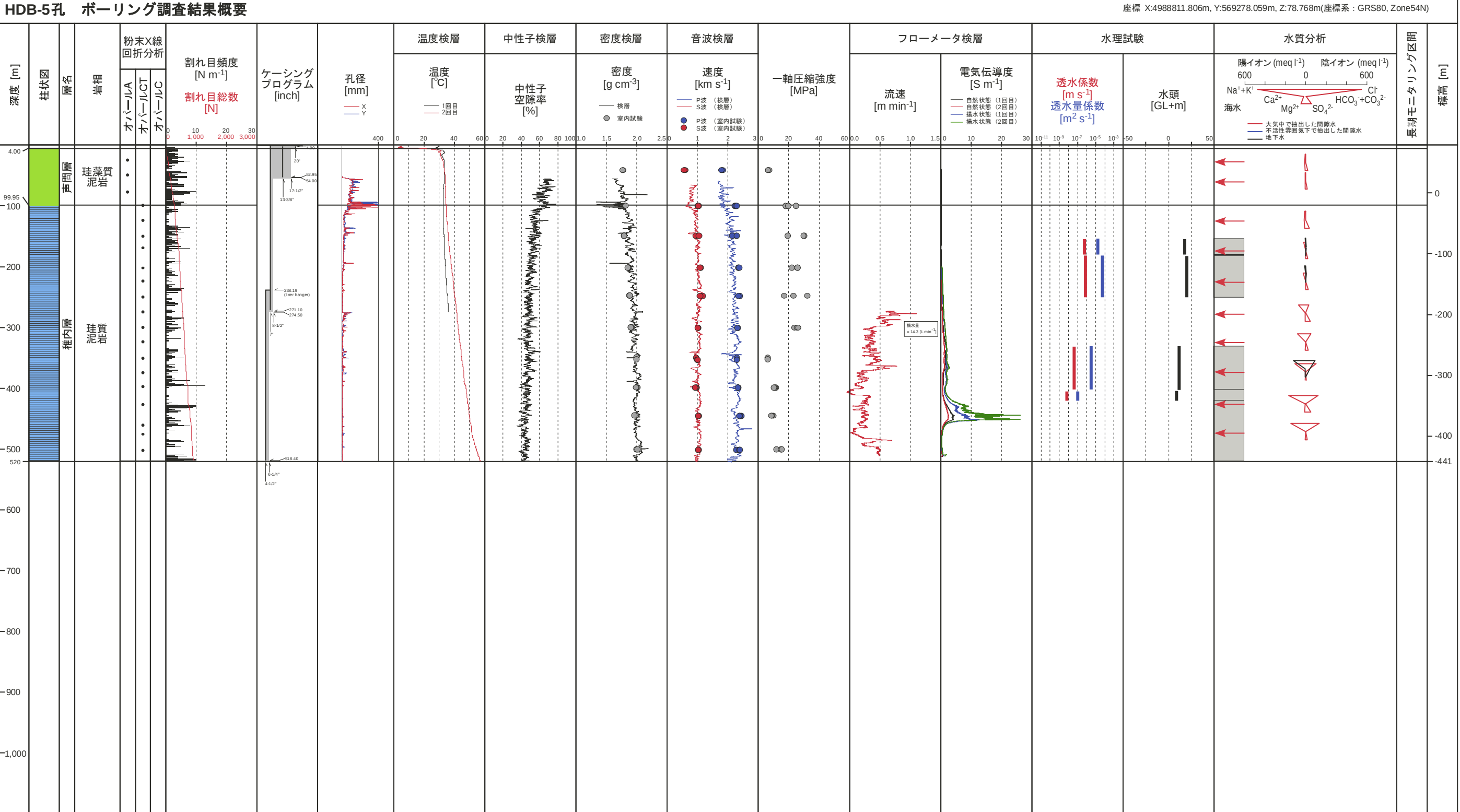
深層ボーリング孔を利用した調査の結果概要

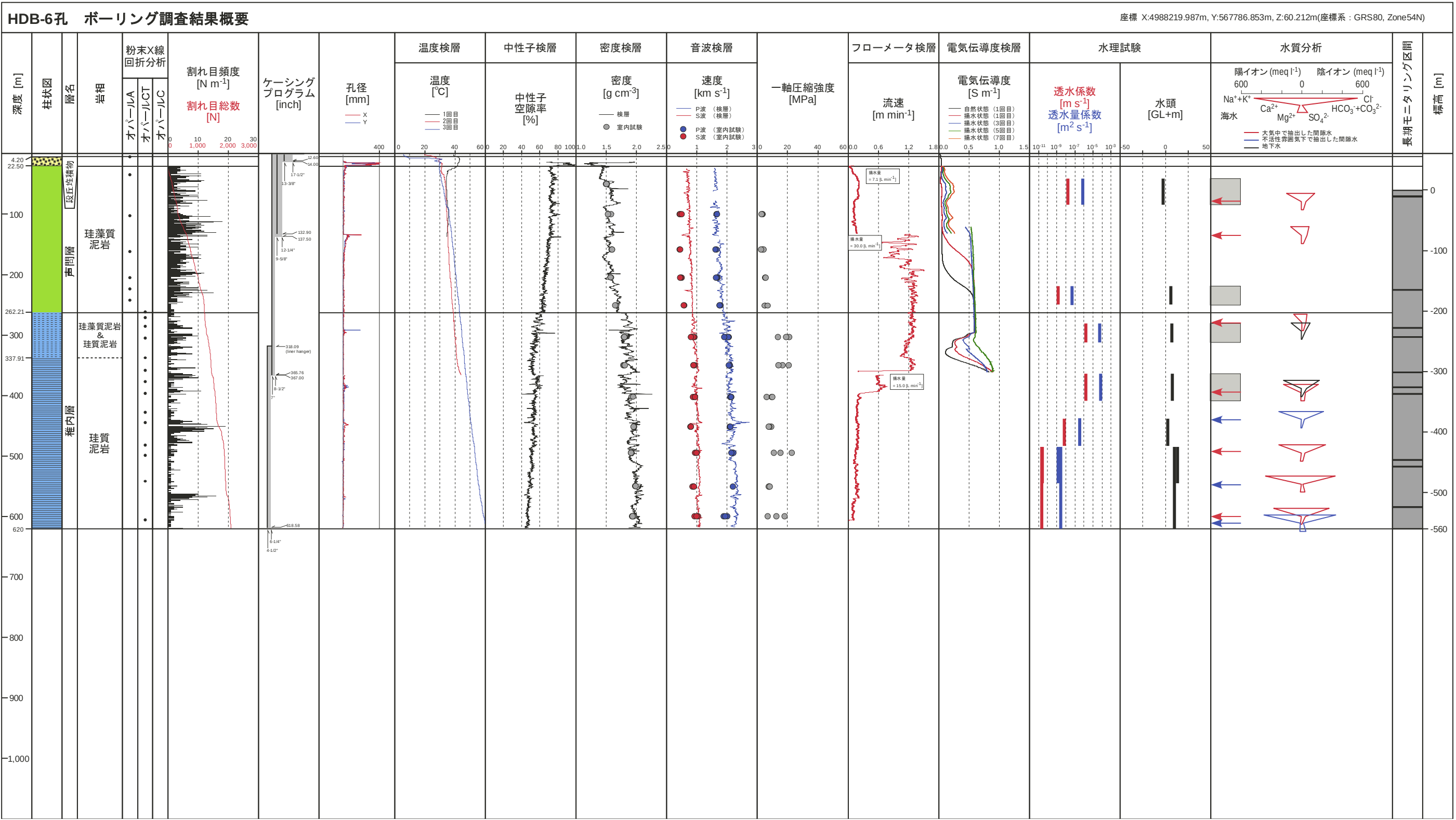


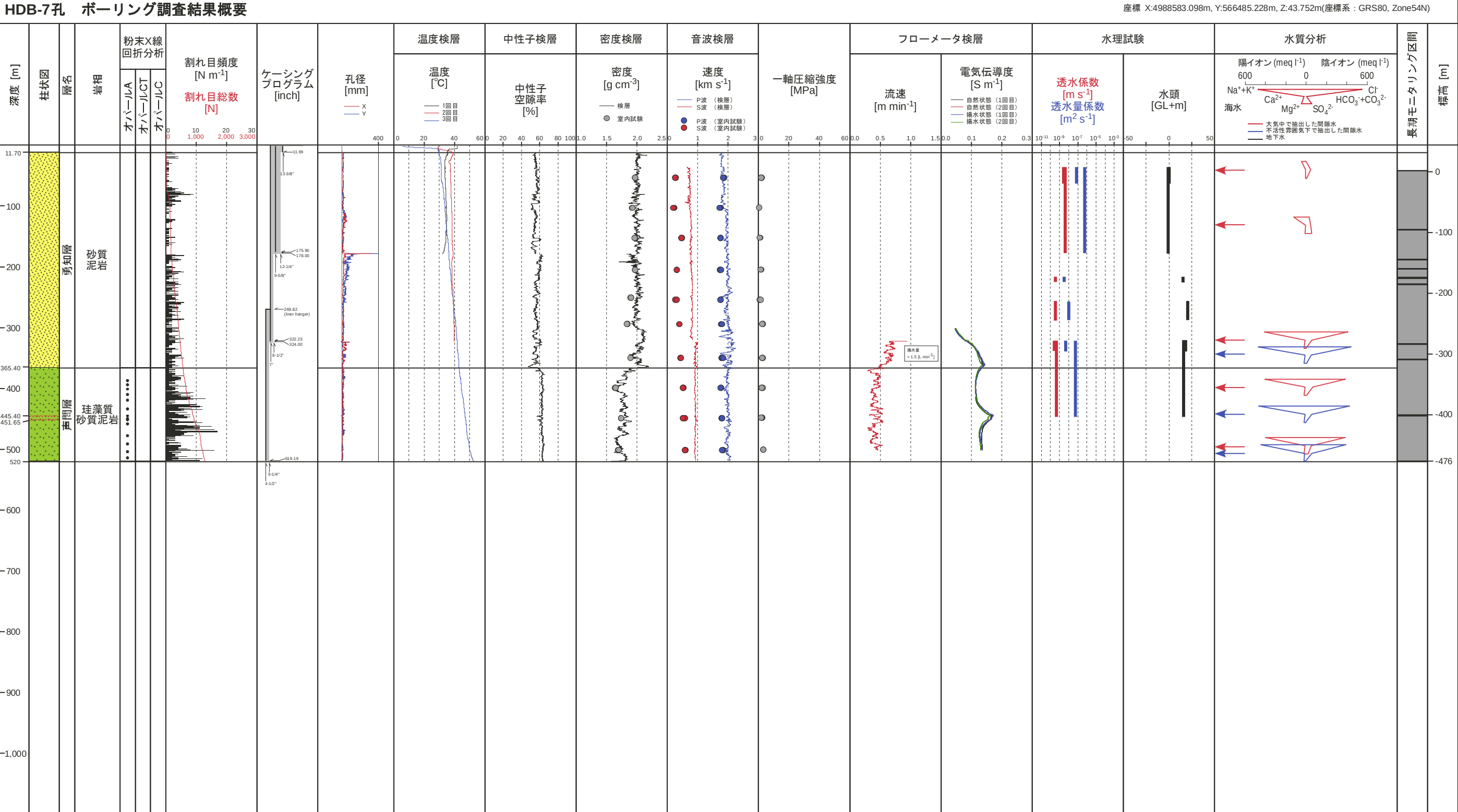


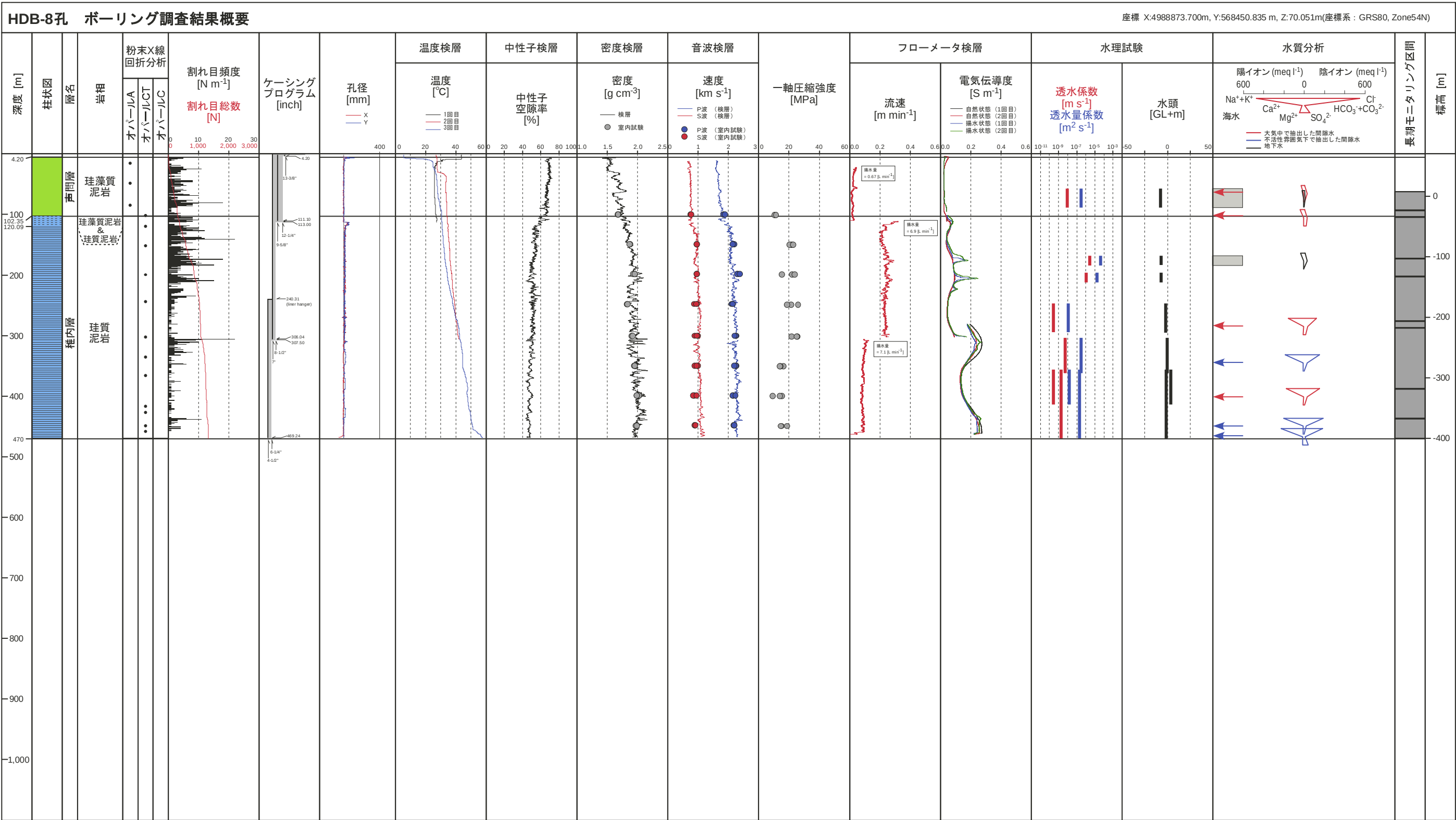


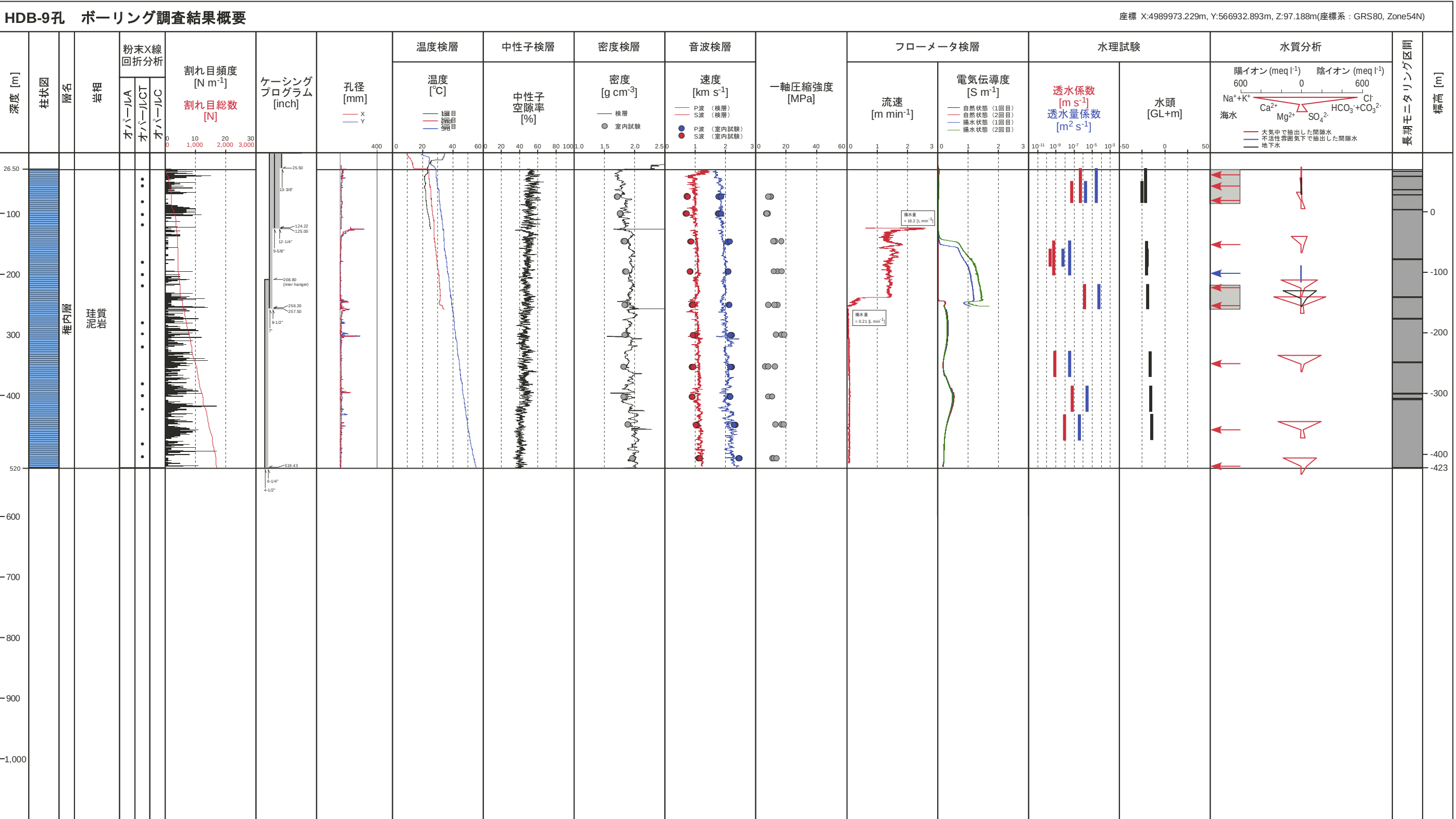


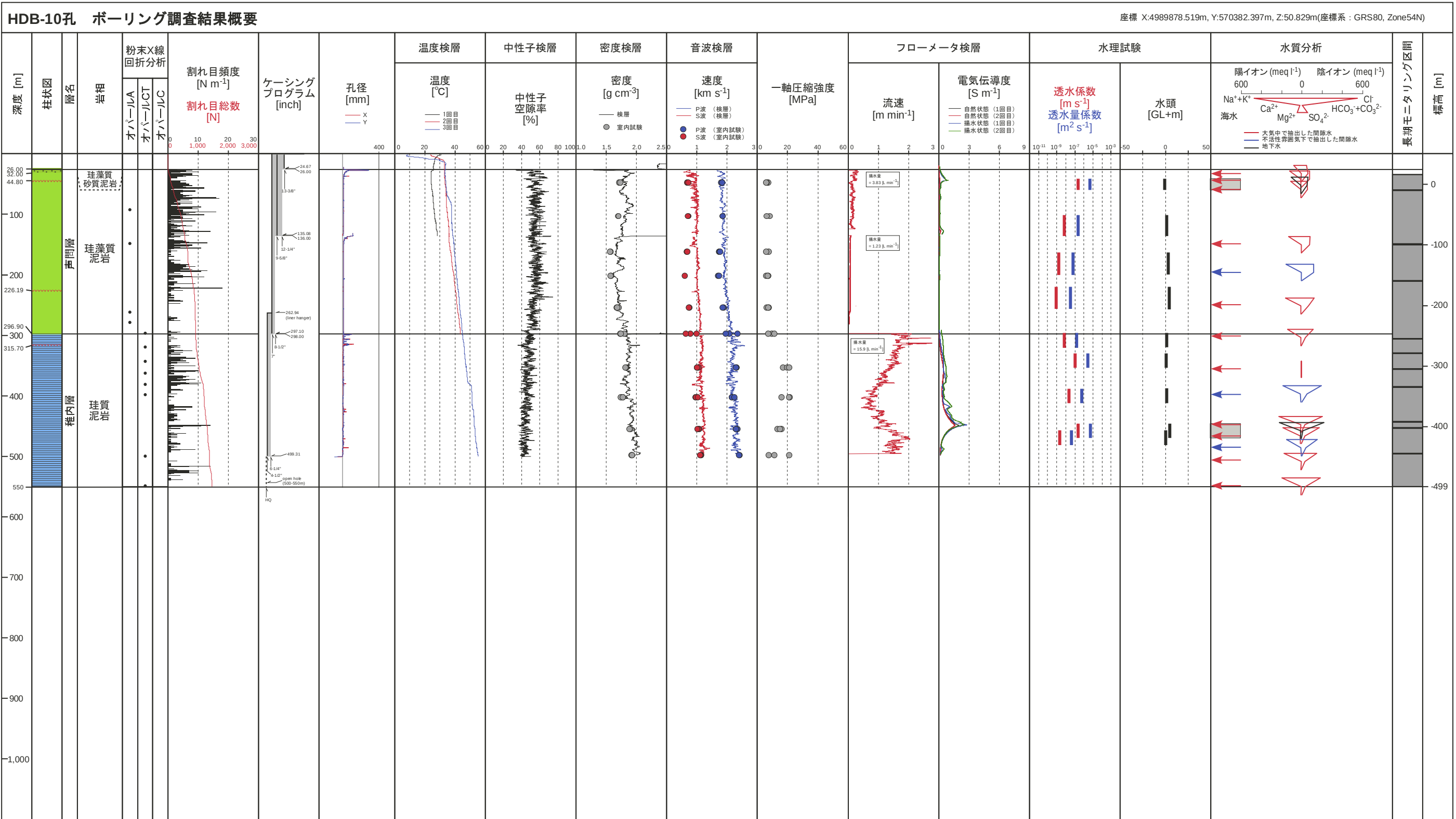


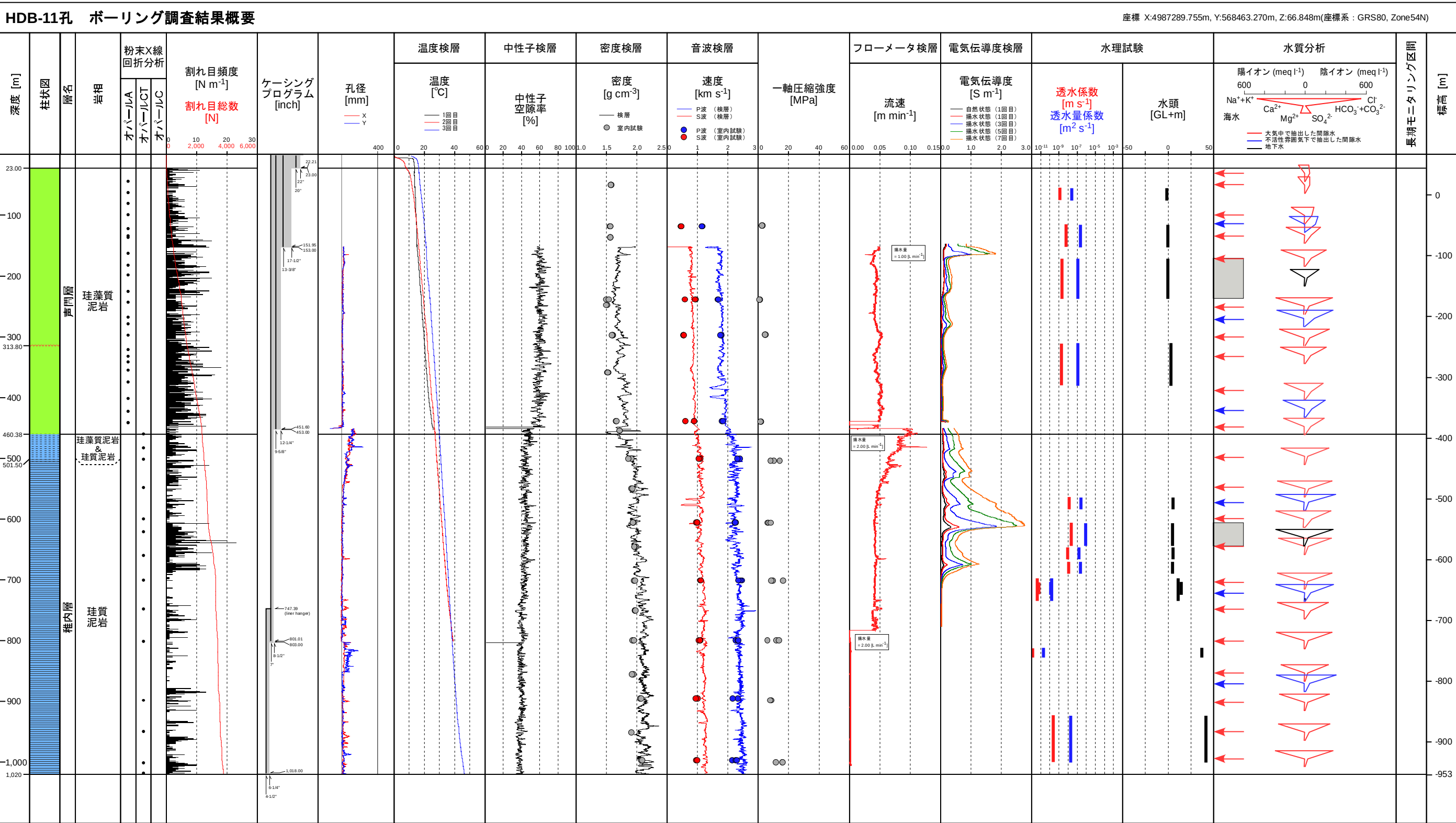






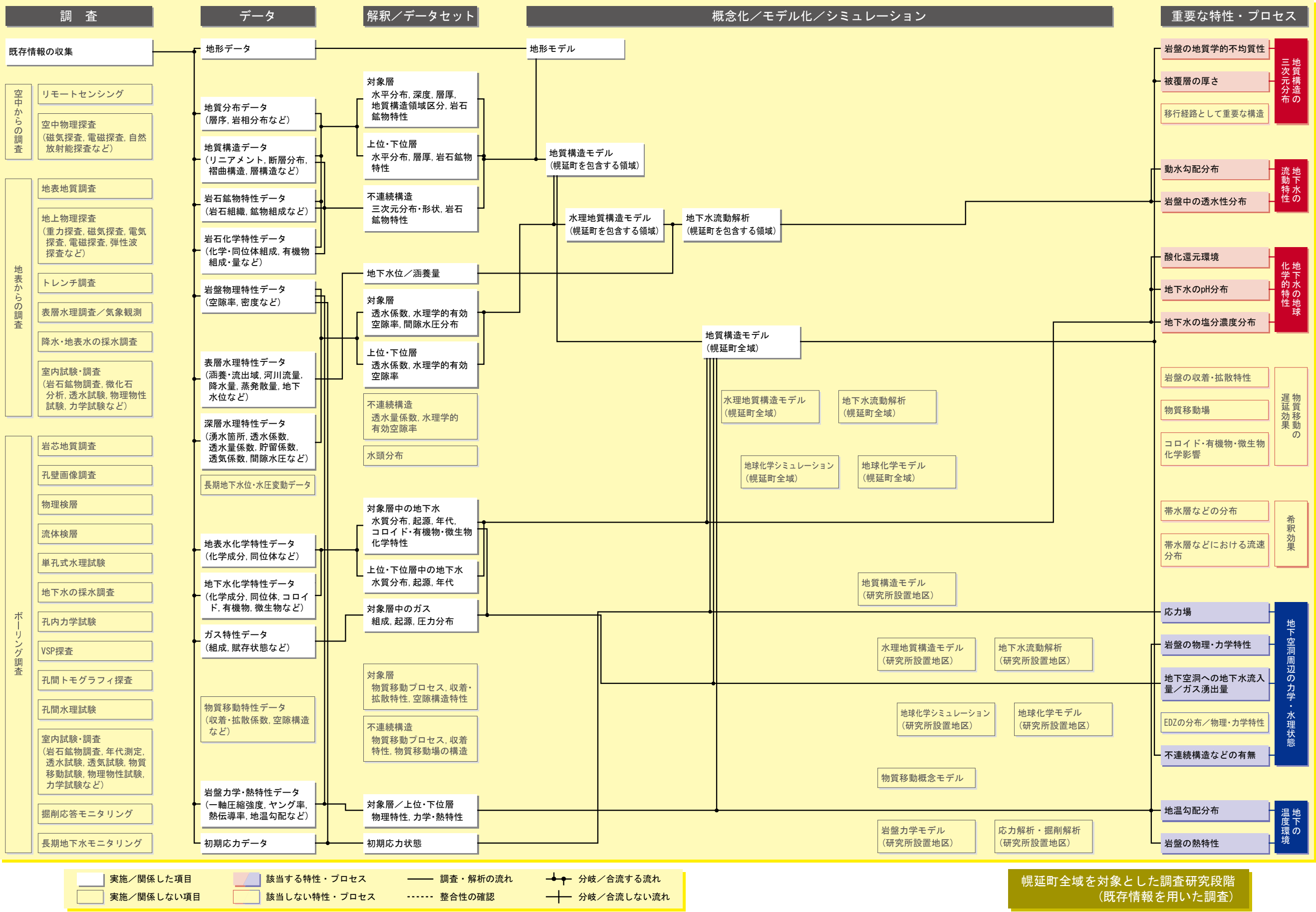


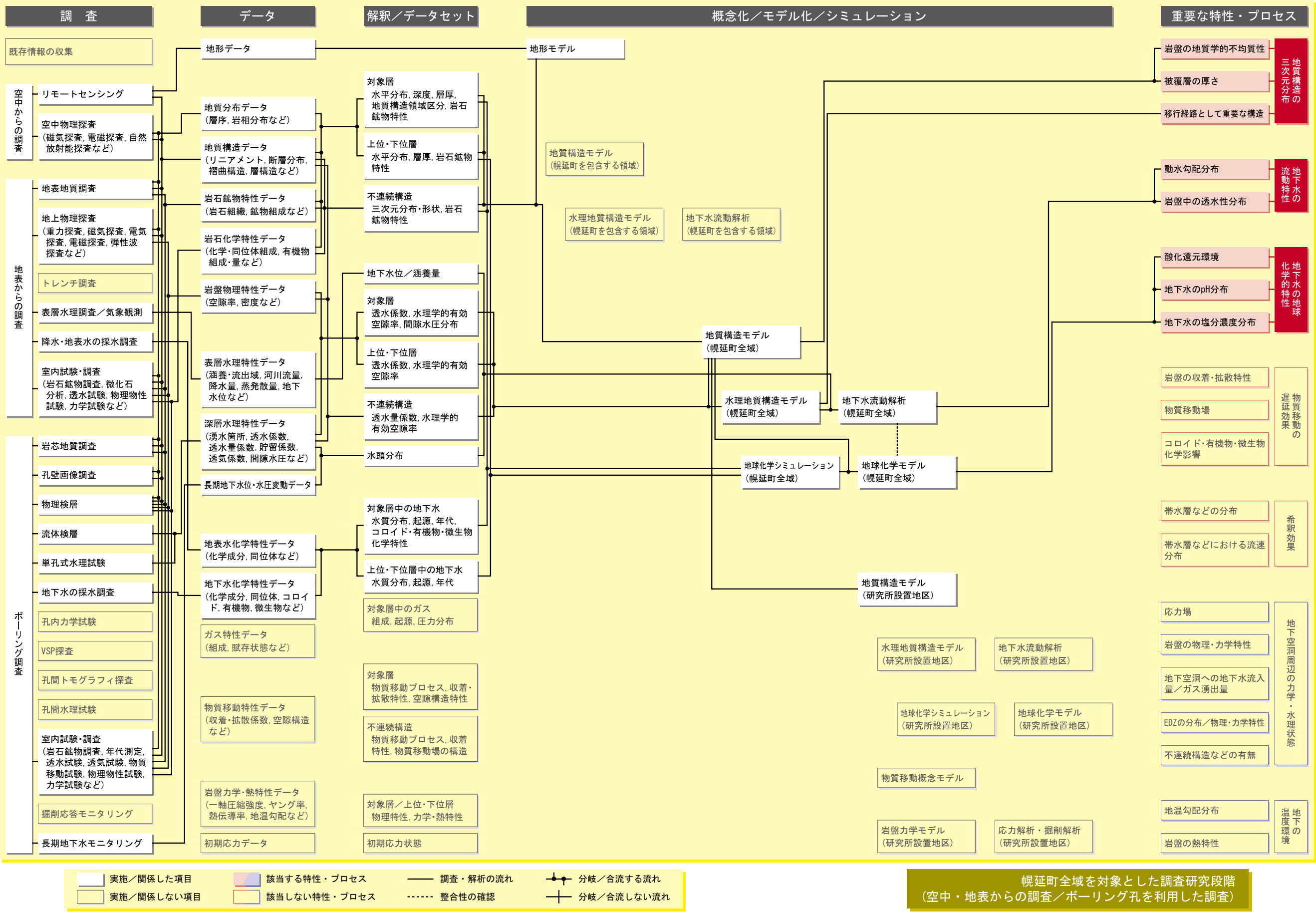


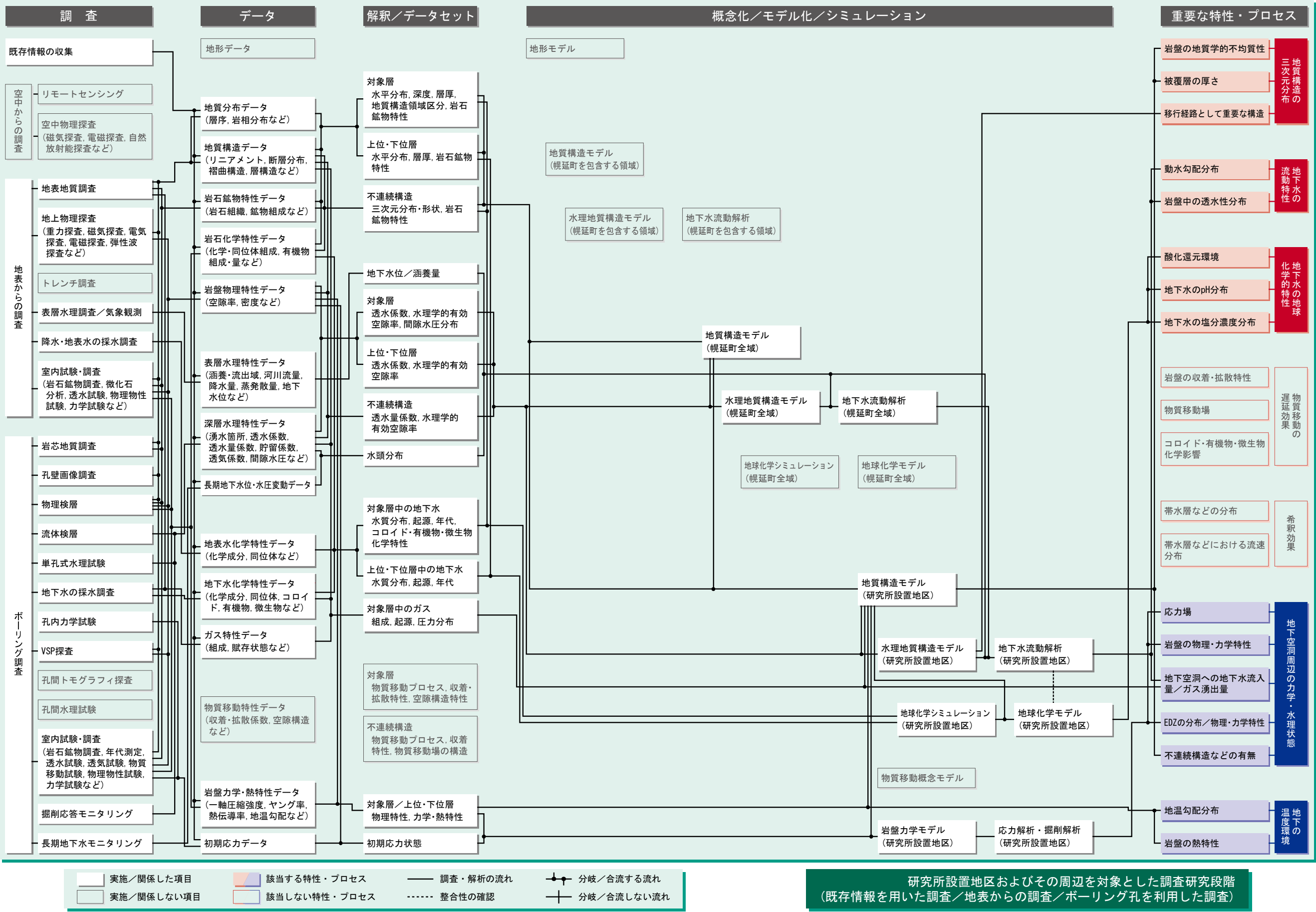


付録 6

統合化データフロー







付録 7

大学や研究機関などとの共同研究・研究協力一覧

研究協力機関・所属	研究協力実施テーマ	実施内容及び成果の概要	実施期間
【大学等】			
北海道大学	軟弱な堆積地層における力学的な初期状態と施工性の評価システムの開発	応力解放法のうち、孔壁への計測用プローブの接着を必要としない孔径変化計測プローブを開発し、それを用いた初期地圧計測システムの構築を目的とした研究を実施した。 孔径変化プローブの開発とそれを用いたオーバーコアリング法を構築し、深度50mの鉛直下向きボーリング孔において孔内水が存在する状態で適用試験を実施した。その結果、既往の深層ボーリング孔で実施していた水圧破碎法での計測結果とほぼ同様の傾向を示しており、堆積軟岩に対する適用性がある程度確認された。	平成13年度～15年度
	地下水中の有機コロイドの特徴と核種移行に及ぼす影響評価	幌延の地表水および地下水中の有機物について、3次元蛍光スペクトル分析手法に基づき有機物特性（構造の違いなど）を明らかにした。また、高速液体クロマトグラフ法により、採水調査時に使用される有機トレーサーと天然有機物を分離し、正確な有機物濃度を把握するための品質管理手法を確立した。	平成15年度～
	岩盤力学測定装置の開発	堆積軟岩を対象としたゆみ領域の範囲と物性および坑道掘削時の長期的な変形の把握を目的として、孔内弾性波速度測定装置およびクリープ変形計測装置を開発した。10m程度の鉛直ボーリング孔で孔内水が存在する状態で適用試験を実施し、両装置により孔壁沿いの弾性波速度およびクリープ変形を計測できる見通しが得られた。	平成15年度
静岡大学	遺伝子解析技術等による地下深部微生物調査：遺伝子プローブを用いた微生物群集構造の解析とその定量的評価	深部地質環境中における微生物の役割を把握することを目的として、声間層および稚内層中の地下水について、微生物の存在量や活性などを測定した。その結果、微生物の存在量が地下水の地球化学特性だけではなく、地質構造や水理地層構造と関連がある可能性が示された。	平成15年度～17年度
京都大学	ボーリングコアを用いた堆積軟岩のAE特性の分析および原位置測定手法に関する研究	原位置AE測定は、掘削影響領域評価の有効な手法の一つとして結晶質岩では国内外で多数の適用実績があるが、堆積軟岩ではAEの減衰が激しいなどの問題がありほとんど適用されていない。本研究では、堆積軟岩を対象に原位置AE計測による掘削影響領域評価手法の構築を目的とした研究を実施した。 これらの結果に基づき、幌延の堆積軟岩を対象とした原位置AE計測による掘削影響評価試験の概念を提示した。	平成16年4月～平成19年3月
山口大学	溶存メタンセンサーによる原位置メタン量測定法に関する研究	地層中に存在するメタンガスのモニタリング技術は、高濃度のメタンガスが溶解する場を対象にしたセンサーの開発が不十分であった。本研究では、既存の溶存メタンセンサーを改良し、室内試験及びボーリング孔を利用した現地測定試験を実施し、センサーの性能が実用的であることが確認できた。	平成16年7月～平成19年3月
岡山大学等	地下水の流行・流速の計測方法に関する研究	岩盤中の地下水の流向・流速を計測するための従来の調査手法では、流速の測定限界が $10^{-8} \sim 10^{-7}$ m/s程度であるといわれており、 10^{-8} m/s以下の極低流速は計測できないという問題があった。そこで、本研究では、岩盤中の地下水の極低流速を計測できる計測システムを開発した。また、原位置適用試験を実施した結果、本装置は $10^{-10} \sim 10^{-5}$ m/sの範囲の地下水流速を計測できる性能を有していることを確認できた。	

研究協力機関・所属	研究協力実施テーマ	実施内容及び成果の概要	実施期間
【その他研究機関】			
(財) 電力中央研究所	地質・地下水環境特性評価に関する研究 (コントロールボーリング技術開発を含む)	幌延深地層研究計画において取得したコアや地下水試料、および調査結果のデータを提供し、岩石の化学的変化、地下水の水質、年代などに関する分析・検討を実施した。その結果、地下水の年代に関する知見、間隙水の抽出圧による分析結果への影響に関する知見が得られた。 また、コントロールボーリング技術の現地適用試験では、ボーリング孔の方向や角度を制御して掘削できることや、通常の鉛直ボーリング孔と同様に岩盤の透水性を調査できることが確認できた。	平成15年度～
(財) 原子力環境整備促進・資金管理センター	地質環境調査技術の適用検討に関する研究	高精度物理探査技術の適用性の検討として、3D電磁法探査(3D-AMT法)、弾性波トモグラフィを実施した。その結果、2Dに比べて地質構造の解析精度が向上した。また、得られた比抵抗値が地下水の塩分濃度の分布状況を反映している可能性が高いことから、3D電磁法探査が塩淡境界の3次元分布の調査技術として有望であることが分かった。 弾性波トモグラフィについては、新たな技術を適用した孔内震源についてテストを行い、装置の性能を確認した。 立坑への湧水量解析を行い、不飽和浸透特性や立坑内部の境界条件などのパラメータ設定が、解析結果へ与える影響が大きいことが示された。	平成16年度～
(財) 産業創造研究所	地下水の水質・水理モデルの信頼性向上に関する研究	研究所設置場所周辺の地下水の水質データをもとに、データの品質チェック、主成分解析による端成分の抽出および水質の空間分布についての推定を行った。水質形成に関する検討では、地下水の溶存イオン濃度が、現海水のそれより低くなっており、地史を考慮した地下水の水質形成の検討が必要であることが示された。 室内透水試験試験では、同一の供試体に対して異なる動水勾配を与えることにより、透水係数の動水勾配依存性(非ダルシー性)を検討し、低動水勾配において透水係数が低くなる可能性を示唆するデータが得られた。また、水質分布との整合性を確認するために、海水準変動、淡水の浸入、非ダルシー性などを考慮できる地下水流動解析プログラムを開発し、幌延地域を対象とした広域的な2次元領域を設定し解析を行った。	
(財) 幌延地圏環境研究所	「(財) 北海道科学技術総合振興センターとの地層の研究に関する協力協定」に基づく研究協力	室内試験や種々の分析に必要な岩石コアや地下水の提供を行った。 平成16年から、1年に2回交流会を行っている。	平成15年度～
清水建設株式会社	地盤統計学的手法を用いた地質環境モデル構築手法に関する研究	大規模な三次元地下構造物の設計・施工において、可能な限り少ない調査量により合理的かつ信頼性の高い地質環境モデルを構築する技術は、全体のコスト低減の観点から非常に重要である。本研究では、地盤統計学的手法を用い、少ないデータ量から信頼性の高いモデルを構築する技術を検討した。 その結果、幌延深地層研究計画において文献調査や原位置で取得した物理探査やボーリング調査のデータとの相関を検討し、比抵抗値と地下水の総溶存成分濃度の間に高い相関性があることが示された。また、スケールの異なる物理探査結果(空中、地上電磁探査および孔内検層)を統合する技術を開発し、データ数が限られるボーリング孔データから三次元的な物性分布モデルを構築する技術を開発した。	平成15年度～平成18年度
【国外機関】			
Nagra	幌延深地層研究計画における現地調査に関する技術支援	幌延深地層研究計画で実施した現地調査(地上物理探査、ボーリング調査、水理試験など)について、調査の実施計画の策定、現場でのトラブルの対処法、調査の実施方法などについて、技術的支援を受けた。その結果、堆積岩中で、透水試験やモニタリングを考慮したボーリング孔の掘削方法や仕上がり方、溶存ガスを多量に含む地下水を対象にした透水試験方法などを確立した。	
モンテリ・プロジェクト	難透水性堆積岩中の間隙水の地球化学的評価試験への参画	堆積岩を対象にした原位置試験・調査手法の習得および関連する情報の取得を目的とし、モンテリプロジェクトのPC(間隙水の地球化学特性に関する調査試験)へ参画している。これまでに、現地試験の実施計画の策定などを実施し、本共同研究で得られた知見を幌延深地層研究計画に反映している。	

付録 8

用語集

用語の説明

アイソスタシー

地下のある深さに補償面が存在し、その面における圧力がどこでも等しく、全体として力学的均衡を保っているという考え方。(笠原慶一，杉村新編：“変動する地球—現在および第四紀—”，岩波地球科学選書，岩波書店，東京(1991).)

安全評価

地層処分システムが安全上受け入れられるものか否かを判断するため、システムの将来挙動の予測を踏まえた人間とその生活環境への影響に関する解析結果を放射線の影響を表す適切な線量などの指標を用いて示し安全基準と比較する。なお、安全評価において実施する一連の解析を安全評価解析という。(原子力委員会原子力バックエンド対策専門部会：“高レベル放射性廃棄物の地層処分研究開発等の今後の進め方について”，平成9年4月15日.)

EDZ (Excavation Disturbed Zone)

空洞掘削時の発破等による周辺岩盤の直接的損傷や坑道掘削により周辺岩盤内に生ずる再配分応力による岩盤の塑性変形であり、その範囲や特性(とくに水理特性)は、母岩の力学特性(処分深度に影響される初期応力も含む)や水理特性、掘削する坑道形状や大きさ、掘削工法により異なる。(NEA：“Proceedings of an NEA Workshop on Excavation Response in Geological Repositories for Radioactive Waste”，Winnipeg, Canada(1988).)

AE(Acoustic Emission)法

AE(アコースティックエミッション)とは、個体材料が変形したり破壊したりするときに発生する微小破壊音(弾性波)であり、AEにはカイザー効果(応力履歴を受けた材料は再び載荷してもその先行応力まではほとんどAEは発生しない)が認められる。AE法は、このカイザー効果に着目して初期応力を測定する方法であり、原位置のボーリングから採取した岩石試料を用いて室内載荷試験を行い、載荷過程でAEを測定することにより、原位置において岩石に生じていた先行応力を推定するものである。(金川忠，林正夫，仲佐博裕：“岩石における地圧成分の Acoustic Emission による推定の試み”，土木学会論文集第258号，pp.63～75(1977))

ASR (Anelastic Strain Recovery)法

載荷状態にある岩石材料から応力を解放すると、その解放応力に対応して弾性ひずみが発生するが、その後も時間とともに非弾性なひずみが発生する。ASR法は、この非弾性なひずみが三次元的な先行応力に依存することに着目して初期応力を測定する方法であり、原位置のボーリングにおいて採取した直後の岩石試料に多成分のひずみゲージを貼り付け、応力解放後の非弾性ひずみを測定することにより、その主値から先行応力を推定するものである。(B. Amadei and O. Stephansson: “Rock stress and its measurement”, Chapman & Hall (1997).)

塩淡水境界

地下における塩水と淡水の境界面をいう。沿岸域では天水と現海水による境界、内陸域では天水と地層中に残された化石海水による境界をなしている。沿岸域では、ガイベン・ヘルツベルク(Ghyben-Herzberg)の式により、定常状態における塩淡水境界の位置を理論的に推定することができる。しかし実際には、複雑な地質や透水性構造および地下水流動などにより、ガイベン・ヘル

ツベルクの式のような単純な仮定で境界を明確にすることは難しい。また境界面は明瞭でなく、地下水流動の変化や拡散などによる漸移帯を伴っている。(廃棄物処分・環境安全用語辞典，一部加筆)

塩分濃度

地下水や海水 1kg 中に含まれる溶存物質の総重量をグラム数で表したもの。外洋の海水 1kg 中に含まれる塩分は平均 35g 程度であり、通常 35‰と標記する。(岩波理化学辞典)

海洋酸素同位体ステージ

海底ボーリングコア中に含まれる有孔虫(微化石の一種)の殻の酸素同位体比($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$)は、気候変動に伴う海水温や大陸氷床量の変化に応じて変動し、氷期に大きく、間氷期に小さくなる。この酸素同位体比の変動曲線を用いて区分されたそれぞれの時期を海洋酸素同位体ステージと言い、主に第四紀を対象とする。各々の時期は順番にステージ番号をつけて識別され、現在を含む温暖な時期をステージ 1 とし、氷期を偶数で、間氷期を奇数で表す。(小疇尚，野上道男，小野有吾，平川一臣編：“日本の地形 2 北海道地方”，東京大学出版会，東京 (2003).および町田洋，大場忠道，小野昭，山崎晴雄，河村善也，百原新：“第四紀学”，朝倉書店，東京 (2003).)

概要調査地区

応募地域およびその周辺地域についての文献調査結果に基づき原子力発電環境整備機構が選定する地区をいう。概要調査地区では、ボーリング調査、地表踏査、物理探査などの地表からの調査(概要調査)が行われる。(原子力発電環境整備機構：“概要調査地区選定上の考慮事項の背景と技術的根拠—「概要調査地区選定上の考慮事項」の説明資料—”，原子力発電環境整備機構，NUMO-TR-04-02 (2004).)

化石周氷河地形

過去の寒冷期に形成された周氷河地形で、現在なおその形態をとどめている地形を化石周氷河地形と呼ぶ。周氷河地形については「周氷河作用」の項目を参照。(小疇尚，野上道男，小野有吾，平川一臣 編：“日本の地形 2 北海道地方”，東京大学出版会，東京 (2003).)

活構造

第四紀(後期)の造構応力場を反映して形成され、その変形が現在および将来も進行するとみなされる地質構造を指す。活断層(「断層」の項目を参照)・活褶曲・活傾動・活撓曲など。(新版地学事典)

Cam-clay model

弾塑性理論を用いて、正規圧密粘土の圧密・せん断挙動を統一的に表現した土の構成モデル。(土木用語大辞典)

許容応力度設計法

設計荷重によって構造部材に生じる最大応力度が、使用材料ごとの許容応力度以下にあることを確かめることによって構造物の安全性を検討する設計法。許容応力度設計では、ばらつきのある荷重、強度や計算誤差等に対し、材料強度のみを適当な安全率で除して、経験的に許容応力度を設定する。(土木用語大辞典)

クリープ試験

土や岩石等の材料に一定の応力を加え、時間の経過に伴う変位や破壊等を調べる試験。(土木用語大辞典)

傾度法

2 高度の風速、温位、比湿を観測して、運動量、顕熱、水蒸気の輸送量を求める方法。(近藤純正 編著：“水環境の気象学・地表面の水収支・熱収支-”，朝倉書店(1994).)

孔内水平載荷試験

ボーリング孔の孔壁で行う載荷試験。孔壁を加圧することにより水平方向の地盤反力係数、変形係数等を求める。(土木用語大辞典)

コロイド

物質が原子あるいは低分子より大きい粒子として分散しているとき、コロイド状態にあるという。コロイド粒子は直径が 1～500nm の範囲にある。(理化学辞典)

酸化還元電位

溶液の酸化力の強さを表す量。酸化還元電極の平衡電極電位。(理化学辞典)

褶曲構造(褶曲)

岩石や地層などに見られる平面的な層状の構造が、何らかの原因で曲面状となったもの。(植村武：“構造地質学要論”，愛智出版，東京(2000).)

重合(CDP 重合)

反射法地震探査に用いられるデータ処理手法の一つ。観測記録を足し合わせる(重合することにより反射波を強調し、地下構造の明瞭なイメージを得る方法。(物理探査ハンドブック)

自由断面掘削機

機械工法によるトンネル掘削において使用する掘削機で、先端にカッターを備えたブームを上下左右に回転しながら掘削するものを指す。地山の緩みへの影響や、騒音・振動を抑えて自由な断面形状に掘削できるのが特徴である。(土木用語大辞典)

収着

固体表面と原子、分子あるいは粒子との反応。一般に、収着には、吸収(固体中の空隙内で広く生じる収着)および吸着(空隙の無い固体表面でおこる収着)が含まれる。収着現象は大きく、化合物の生成を引き起こすと同程度の力(化学結合)による化学吸着とファンデルワールス力などの弱い分子間力による物理吸着に分けられる。(IAEA: “Radioactive Waste Management Glossary: 2003 Edition” および理化学辞典，一部加筆)

周氷河作用

岩石や土壌中の水分は、凍結すると体積を増して岩石を破砕するとともに、凍った斜面が融けて緩むと、その上の岩屑が重力で低いほうにずれ動き、岩屑で覆われた滑らかな斜面が形成される。また、著しい低温下では土壌や氷の体積が減少し、地表面には凍結割れ目や岩屑の配列など

による規則的な模様が形成される。寒冷地では、そのようなプロセスが卓越することにより、周氷河地形と総称される一群の地形が形成される。それらの地形をつくるすべてのプロセスを周氷河作用、それら周氷河地形が形成されている地形学上の一地域を周氷河地域と呼ぶ。(小疇尚, 野上道男, 小野有吾, 平川一臣編: “日本の地形 2 北海道地方”, 東京大学出版会, 東京 (2003).および小疇尚, : “自然史の窓 6 大地に見える奇妙な模様”, 岩波書店, 東京 (1999).)

重力探査

地球表面で測定した重力加速度を、重力変化に対する補正を行い、地下の密度分布による重力異常(ブーゲー異常)を求め、地下の構造、基盤岩の分布、特殊物質(岩石・鉱物・ガス)の存在・分布を推定する探査手法。重力探査の結果から一義的に地下構造を推定することは困難であり、地質踏査や他の物理探査の結果を総合的に解釈することが必要。(新版地学事典)

ジェットパーフォレーション

ケーシングパイプに穴を開けるための爆薬(火薬)を、ボーリング孔内で発火(爆発)させることにより、ジェット流発生し、ケーシングパイプおよび地層を穿孔するものである。

(Schlumberger Limited : Oilfield Glossary,(online) available from

<<http://www.glossary.oilfield.slb.com>> (accessed 2007-03-20).)

蒸発散量

土壌および植生から蒸発あるいは蒸散する水の量。時間あるいは空間的に積分した総量の意味で用いられる場合と、単位時間、単位面積当たりのフラックス量として用いられる場合とがある。日射、風速、湿度、土壌水分や植生のぬれ具合に依存する。(土木用語大辞典)

水圧破碎試験

岩盤中に水圧が作用した場合、水圧によって岩盤中に生じる引張応力が岩の引張強度を超えたとき岩盤は破壊する。この現象を水圧破碎という。水圧破碎法は、この原理を利用してボーリング孔内に高水圧を作用させ岩盤に割れ目を発生させ、その発生時の応力(水圧)から地下深部の初期応力を推定する方法。(土木用語大辞典, 一部加筆)

水理特性

岩盤の性状によって規定される地下水の流れの速さや量など、その動きに関する性質をいう。(原子力発電環境整備機構: “高レベル放射性廃棄物地層処分の技術と安全性” NUMO-TR-04-01)

スラグ試験

ピエゾ管内のバルブを閉鎖した状態で管内のバルブ上位の水圧を試験区間の想定平衡水圧と異なる値に設定した後、バルブを開放することにより回復する試験区間の水圧変化から透水性を把握する試験。(竹内真司, 中野勝志, 平田洋一, 進士喜英, 西垣誠: “深層岩盤を対象としたシーケンシャル水理試験手法の開発と適用”, 地下水学会誌, 49(1), pp.17-32, 2007)

ズリキブル

立坑掘削工事に用いられる掘削土(ズリ)搬出用の鋼製のバケット。坑外のキブル巻上機でワイヤを巻き上げることで、掘削土(ズリ)の搬出が行われる。(土木用語大辞典, 一部加筆)

スレーキング

岩石が乾燥と湿潤による水分変化を受けると、鉱物粒子間の結合力が失われて次第に崩壊する現象。その理由として、(1)水分の浸入が間隙中の空気を圧縮し、岩塊や土塊中に引張力を生じさせること、(2)土粒子の水分吸収により粒子間が広がり、粒子間結合が低下することが考えられている。泥質岩や変質岩等の粘土鉱物が多く含まれる岩石に特徴的にみられる。これらの岩石の風化に対する安定性を評価するうえで重要な性質である。(土木用語大辞典)

性能評価

地層処分システム全体、あるいはその要素である個別システムが有する機能について解析した結果を適切な基準と比較し、その性能について定量的に評価することをいう。解析の対象が地層処分システム全体で、比較の基準が安全性に関するものである場合には、性能評価は安全評価と同義である。(原子力委員会原子力バックエンド対策専門部会：“高レベル放射性廃棄物の地層処分研究開発等の今後の進め方について”，平成9年4月15日)

精密調査地区

概要調査地区での概要調査の結果に基づき原子力発電環境整備機構が選定する地区をいう。精密調査地区では、最終処分施設建設地の選定に向けて、地表からのさらに詳細な調査および地下の特性などを調べるために地下に調査施設を建設しての調査(精密調査)が行われる。(原子力発電環境整備機構：“概要調査地区選定上の考慮事項の背景と技術的根拠—「概要調査地区選定上の考慮事項」の説明資料—”，NUMO-TR-04-02 (2004).)

続成作用

定着した堆積物が、物理的・化学的・生物学的諸作用を受けて固結し、より固い地層(岩石)に変化していく過程の総称。地表およびその近傍で生ずる現象で、変成作用や風化作用は除く。続成作用において、特に埋没を強調する場合、埋没続成作用という。(吉村尚久編著：“粘土鉱物と変質作用”，地学双書 32，地学団体研究会，東京 (2001).)

速度検層

岩盤の硬軟や亀裂の多少を評価するために、ボーリング孔周辺の弾性波速度を測定する検層。(新版地学事典)

ソリフラクション

凍結した地面が融解すると、斜面上の水を含んだ表層堆積物は重力によって移動する。その物質の移動様式をソリフラクションと呼ぶ。(小疇尚，野上道男，小野有吾，平川一臣編：“日本の地形 2 北海道地方”，東京大学出版会，東京 (2003).)

タービダイト

大量の堆積物(20-70%)を含んだ流体は、粒子自体に作用する重力によって流れる。その流れ方は、堆積物と水の混合物の性質に依存し、粒子が乱流により運ばれる場合には混濁流と呼ぶ。その混濁流が運んだ堆積物からなる堆積岩をタービダイトという。タービダイトには、層内で構成粒子が上位に向かい細粒になる級化層理など、堆積時に形成された様々な堆積構造が発達する。(ウィリアム J.フリッツ，ジョニー N.ムーア(原田憲一訳)：“層序学と堆積学の基礎”，愛智出版，東京 (1996).)

ダブルカップル

互いに逆向きの二対の偶力からなる震源モデル。断層運動の際には、ひとつの面を境にしてその両側が逆方向にずれ動く。断層運動を生じさせるための圧縮力・張力は二対の偶力と同じであり、すなわち断層運動と二対の偶力が等価であること示す。(新版地学事典，一部加筆)

ダメージゾーン

「断層」参照。

断層

岩石の破壊によって生ずる割れ目のうち、面に平行な方向への相対的変位のあるものをいう。断層における変位の大半が集中する領域は、断層主要部(fault core)といわれる。断層主要部には、単一のすべり面のほか、粘土鉱物に富む未固結な断層ガウジ帯、角礫化した変質帯、あるいは著しく硬化したカタクレーサイト帯などが含まれる。また、断層主要部に沿って副次的に形成された地質構造(小断層、脈、割れ目、へき開、褶曲など)がネットワーク化した領域を断層に伴うダメージゾーン(fault damage zone)という。

本報においては、過去数十万年前以降繰り返し活動したことがある断層で、将来も活動する可能性のある断層を活断層といい、活断層より古い時期に活動した断層で、現在や将来にわたって活動する可能性の少ない断層を地質断層という。(原子力発電環境整備機構:“概要調査地区選定上の考慮事項の背景と技術的根拠—「概要調査地区選定上の考慮事項」の説明資料—”, NUMO-TR-04-02 (2004).および J.S. Caine, J.P. Evans and C.B. Forster: “Fault zone architecture and permeability structure”, *Geology*, 24, 1025-1028 (2004).)

遅延

岩盤マトリクスとの反応(例えば、収着)によって放射性核種などの物質の移動速度が低減すること。(IAEA: “Radioactive Waste Management Glossary”, 2003 Edition, (2003).)

地温勾配

地下温度の上昇度。地温上昇率、地下増温率ともいい、 $\square/m$ 、 $\square/km$ 、 $\square/100m$ などで表示。火山や地熱地帯などの熱的異常を有する地帯を除く通常地帯では、 $2\sim 3\square/100m$ 程度の地温勾配を有している。(新版地学事典)

地質環境条件

地層処分の観点から見た地質環境の条件。岩盤や地下水の性質(地質環境の特性)とそれらの長期安定性(地質環境の長期安定性)など。地質環境特性としては、人工バリアの設置環境および天然バリアとしての機能の観点から、地下水の流動特性、地下水の地球化学特性、岩盤の熱特性・力学特性および岩盤中での物質移動特性が重要である。

また、地質環境の長期安定性としては、これらの岩盤や地下水の性質に大きな変化を及ぼす可能性のある天然現象(地震・断層活動、火山・火成活動、隆起・沈降・侵食、気候・海水準変動)の発生の可能性やそれらによる影響が重要である。(核燃料サイクル開発機構:“高レベル放射性廃棄物の地層処分技術に関する知識基盤の構築—平成 17 年取りまとめ—分冊 1 深地層の科学的研究”, JNC TN1400 2005-014 (2005).)

地質環境モデル

既知および調査による情報の解釈を踏まえつつ、地表から地下深部の岩盤および地下水の性状や諸特性の空間分布などを可視化(概念化)したもの。地質環境モデルは、可視化する目的や記述する情報により、地質構造モデル、水理地質構造モデル、地球化学モデル、岩盤力学モデル、物質移動モデルなどに分けられる。これらのモデルには、ある時点の場の状態を表現したものと、時間の経過に伴う現象を表現したものがある。これらのモデルは情報量の増加とともに更新され、地下環境の理解の程度を推し量る材料として、さらには将来の予測などに用いられる。(核燃料サイクル開発機構：“高レベル放射性廃棄物の地層処分技術に関する知識基盤の構築—平成 17 年取りまとめ—分冊 1 深地層の科学的研究”, JNC TN1400 2005-014 (2005).)

地質構造モデル : 対象とする場における地質・地質構造の空間分布を表現したもの。

水理地質構造モデル : 対象とする場における透水性などの水理特性(→「水理特性」を参照)の空間分布を表現したもの。水理地質構造モデルを用いて、時間経過に伴う地下水流動の変化を予測するための数値解析(地下水流動解析)が行われる。水理地質構造モデルと地下水流動解析を包括して地下水流動モデルなどの表現を用いる場合もある。

地球化学モデル : 対象とする場における地下水水質の空間分布と水質形成プロセス(異なる水質の地下水の混合や水-鉱物-生物相互反応など)を表現したもの。場の状態や現象を概念的に表現したものと数式化したものがある。

物質移動モデル : 対象とする場における物質移動(→「物質移動」を参照)現象と、その現象が生じている場の構造を単純化して表したもの。場と現象を概念的に表したものと現象を数式化したものがある。

岩盤力学モデル : 対象とする場における岩盤の物理・力学特性や初期応力状態の空間分布を表したもの。岩盤力学モデルを用いて、坑道掘削に伴う影響を評価するための数値解析などが行われる。

地質構造

本報でいう地質構造とは、地形および地層・断層・割れ目・褶曲などの分布や形状を指す。

地中レーダー探査

物体からの電磁波反射の到来方向と反射往復時間から物体位置を推定する計測法がレーダーであり、これを地下計測に応用したものが地中レーダー(Ground Penetrating Radar、GPR)である。(物理探査ハンドブック)

汀線

海面は潮汐などによって時間とともに昇降し、波浪などでも大きな凹凸が生じる。波浪などの凹凸を平均化した、ある時点における平均的な海面と浜との交線を汀線と呼ぶ。(新版地学事典)

DSCA (Differential Strain Curve Analysis)法

先行応力の範囲で発生した岩石の微小亀裂の密度は、先行応力の大きい方向に高く、変形しやすいという性質に着目して、岩盤の初期応力を測定する方法である。原位置のボーリングにおいて採取した岩石試料に静水圧载荷を行い、岩石における多成分のひずみを測定し、その主値から先行応力を推定する。(B. Amadei and O. Stephansson: “Rock stress and its measurement”,

Chapman & Hall (1997).)

テフクロノロジー

火山碎屑物(テフラ)が、地質学的時間尺度ではきわめて短時間に広域を覆う特性を生かした編年法。(新版地学事典)

電磁探査(電磁法、MT 法、AMT 法)

電場と磁場の相互作用を利用した地下探査手法の総称。MT 法は地球磁気圏や雷放電により発生する自然電磁場を利用し、大地の比抵抗を求める電磁法であり、 10^{-3} ~104Hz 程度の周波数を対象とする。これに対し、特に可聴周波数域である 10~104Hz を測定する手法を AMT 法と呼ぶ。(新版地学事典、物理探査ハンドブック)

撓曲

厚く重なった地層や地殻の一部が曲がる現象。褶曲と同義語として使われることがある。隣接する地層の 2 つの部分が相対的に変位する場合、その境界に沿って必ずしも断層を生ぜず、地層の連続性が持続されて S 字状の横断面をなす一種の褶曲を形成することがある。一般に撓曲は、地層が厚く水平に堆積した地域で基盤が上下に変位する場合に現れる。撓曲が断層に付随したり、移過することも多い。(新版地学事典)

同時異相

近接した異なる場所で同時に堆積した地層が異なる層相を示すこと。(新版地学事典)

動水勾配

地下水の動きを決める要因の一つで、地下水が流れる方向の単位距離あたりの水圧(正確には水頭)の差をいう。地下水は、水圧の高い方から低い方へ移動するので、水圧の高さが同じところを結んだ等水圧線に対して、垂直な方向が動水勾配の方向となる。(原子力発電環境整備機構:“概要調査地区選定上の考慮事項の背景と技術的根拠—「概要調査地区選定上の考慮事項」の説明資料—”, NUMO-TR-04-02 (2004).)

透水量係数

被圧帯水層の層厚と透水係数の積。透水量係数は動水勾配との積を考えると、流量を表すため、帯水層の地下水の流動性の指標となる。(土質工学用語辞典)

等方圧密試験

土や軟岩に等方圧縮応力を加え、かつ段階载荷によって排水を許しながら圧密し、等方圧密降伏応力(P_c)、圧密時の体積変化、供試体の応力履歴(正規圧密状態か過圧密状態か)を評価する試験である(赤井浩一, 足立紀尚, 西好一: “堆積軟岩(多孔質凝灰岩)の弾・塑性挙動”, 土木学会論文報告集, Vol.271, pp.83-95 (1978).)

トモグラフィ

弾性波、比抵抗などを用いて、地下の物性値を映像化する方法。2 本のボーリング孔間によって測定する孔間トモグラフィが一般的である。(物理探査用語辞典)

NATM (New Austrian Tunneling Method)

吹付けコンクリートとロックボルトを主たる支保部材として、地山のアーチ作用、あるいはリング作用を積極的に活用する考え方に基づいた標準的なトンネル工法。(土木用語大辞典，一部加筆)

熱熟成(有機物熟成度)

堆積性有機物が地層の埋没／沈降にともなって、主に温度と時間の影響で石油に変化する過程を熟成(作用)といい、その程度を有機物熟成度という。(新版地学事典)

パルス試験

試験開始時に試験区間から連結するピエゾ管内のバルブを閉鎖して試験区間と遮断した状態で、ピエゾ管内の水圧を試験区間の想定平衡水圧と異なる値に設定し、瞬時にバルブを開閉することによって閉鎖区間内に瞬間的に圧力変化を与える。これにより試験区間の岩盤に与えた水圧差が平衡水圧に回復するまでの水圧変化から透水性を把握する試験をいう。(竹内真司，中野勝志，平田洋一，進士喜英，西垣誠：“深層岩盤を対象としたシーケンシャル水理試験手法の開発と適用”，地下水学会誌，49(1)，pp.17-32 (2007))

反射法地震探査(反射法)

震源を用いる地震探査の一方法。水平に近く伝わる地震波を解析して地下の地震波速度構造を推定する屈折法に対し、反射法では地下の様々な構造から反射してきた垂直に近い波線の地震波を解析して反射断面記録(図)を作成する。(新版地学事典)

PS 検層

地盤内を伝播する弾性波のうち、P 波および S 波の伝播速度の深度分布を測定する原位置地盤調査法。ボーリング孔内にセンサーを固着して、測定深度を適当な間隔で順次異動させ、地上で発信した弾性波を計測する。(土木用語大辞典)

比貯留係数

単位水頭変化によって単位地盤体積から移動する水の体積。(地盤工学ハンドブック)

フィッション・トラック(FT)年代測定

固体に高エネルギーの重い荷電粒子が照射されるか固体内部で核分裂(フィッション)して通過すると、大きなエネルギー吸収が起こり、粒子が静止するまでの飛跡(トラック)をつくるが、この飛跡を計数することによってその固体の年代を測定する方法。(新版地学事典)

不確実性

データと知識から推定されたモデルなどの結果が確定的に定まらない性質。不確実性は、統計的方法によって評価された客観的確率によって表現されるものと、その他の手段によって評価された、不確かさを含む知識に基づく主観的確率で表現されるものの2種類に分類できる。(日本規格協会)

物質移動／物質移行

環境中における物質の移動(あるいは移行)。物質移動には、移流(地下水や空気などの流体の動きによる物質の移行)、拡散(当該物質の濃度の高い領域から低い領域への濃度勾配による物質の移行)、収着(→「収着」を参照)などの自然現象(例えば、地下水による放射性核種の移行)が含まれ、人間による物質の意図的な移動(例えば、放射性廃棄物の輸送)はこれには該当しない。(IAEA: “Radioactive Waste Management Glossary”, 2003 Edition (2003).)

浮遊物質(SS : Suspended Solids)

水中に溶解せず懸濁している物質の量を指す。JIS などの公定分析法では、公称孔径 2mm のふるいを通して、1 μ m の濾過材に残る物質質量である。(土木用語大辞典)

プラグ

坑道の間中部や端部をふさぐために設置される構造物。埋め戻し材や緩衝材の移動や流出を防いだり、水の通りやすい経路を分断する目的で設置される。(核燃料サイクル開発機構: “高レベル放射性廃棄物の地層処分技術に関する知識基盤の構築—平成 17 年取りまとめ—分冊 2 工学技術の開発”, JNC TN1400 2005-014 (2005).)

不連続構造

岩石中に認められる構造的な破断の総称。割れ目、節理、弱面、断層(帯)などが含まれ、場合によっては、堆積・侵食面を指すこともある。本報では、特に、断層、節理、割れ目を総称する場合に用いる。断層および節理は、面に平行な方向への変位の有無によって区分(変位のあるものを断層、変位のないものを節理という)し、割れ目は、断層、節理を総称して呼ぶ場合、もしくは断層、節理に区分されない場合に用いる。(新版地学事典および U.S. Department of the Interior Bureau of Reclamation: “Engineering Geology field Manual” (2001).)

ヘアークラック

柱状体としてサンプリングされるボーリングコアにおいて、岩盤中に乾燥や外的荷重の変化により顕在化する潜在的な分離面をいう。母岩の中では、坑道の掘削に伴い発生する応力再配分によって強度・変形特性の低減する可能性がある。(核燃料サイクル開発機構: “高レベル放射性廃棄物の地層処分技術に関する知識基盤の構築—平成 17 年取りまとめ—分冊 1 深地層の科学的研究”, JNC TN1400 2005-014, pp.5-30~32 (2005))

ペンマン法

ペンマン法は、蒸発面におけるエネルギー保存を利用した熱収支法と、蒸発量が空気の水蒸気圧の差に比例することを利用した空気力学の手法を組み合わせる手法である。(山本荘毅: “新版地下水調査法”, 古今書院 (1983).)

ヘンリー則

揮発性の溶質を含む希薄溶液が気相と平衡にあるとき、その濃度が気相内の溶質物質の分圧に比例する法則。濃度があまり大きくない範囲で近似的に成り立つ。(理化学辞典)

ポアソン比

一軸引張または圧縮応力状態の材料に生じる、軸方向に垂直なひずみを軸方向ひずみで除した値に負号を付したもの。(土木用語大辞典)

ボアホールブレイクアウト

ボーリング孔において、孔軸と直交する平面内で強い偏差応力が働く場合、面内での最小主応力の方向に孔径の拡大が生じる現象をいう。

ボーエン比熱収支法

2 高度の気温、水蒸気圧からボーエン比(顕熱フラックスと潜熱フラックスの比)を求め、ボーエン比と有効放射量の測定値からエネルギー収支を考慮することで潜熱フラックスを求める。これを水の気化熱で除すことにより蒸発散量を算定する手法である。(塚本良則編:“森林水文学”, 文永堂出版(1992).および開発一郎, 原田守博, 岡泰道, 田中正, 嶋田純, 虫明功臣, 高村弘毅, 栗城稔, 小野寺真一, 辻村真貴:“雨水浸透・地下水涵養”, 日本地下水学会編, 理工図書(2001).)

放射能探査

天然・人工放射能の探査。放射能探査は受動的探査と能動的探査に大きく二分される。前者は岩石中の天然放射能元素(U、Th、K など)が放出する放射線をシンチレーションスペクトロメーターなどで測定し、その強度・エネルギー分布から、これらの元素の存在を定性・定量的に推定する。後者は人工放射能(γ 線、中性子線)と岩石の構成元素との相互作用によって二次放射線を測定し、水分や元素の存在を推定する。(新版地学事典)

マイグレーション

反射法弾性波探査において、傾斜している反射面を空間的に正しい位置に戻す操作をいう。(物理探査用語辞典)

水みち

一般に地下水の流れを地層内の空隙を結ぶ水分子の流れとしてみたときの、その流れの経路のことをいう。本報では、Mazurek(2000)で定義されている water-conducting features(岩盤中の有意に高い透水量係数を有する帯状の広がり)を称する場合に用いる。(地下水学用語辞典および M. Mazurek: “Geological and hydraulic properties of water-conducting features in crystalline rocks”, I. Stober and K. Bucher (eds.), Hydrogeology of Crystalline Rocks, Kluwer, Netherland, pp. 3-26 (2000).)

モード分析(モード組成)

岩石を構成する鉱物や岩石片の容積量比(モード組成)を測定すること。モード組成は、等間隔に配置された多数の点が位置するところの鉱物・岩石を調べ、鉱物・岩石種ごとの点数の量比をもって表される。(新版地学事典)

モール・クーロンの破壊規準

材料が外力等の作用を受けて破壊するときの条件を応力状態により表す破壊規準の一種。種々の応力状態の下で材料の三軸試験を行った場合に得られる破壊時のモールの応力円群の包絡線(モールの破壊規準)を直線とみなすとき、クーロンの摩擦則と一致するのでこれをモール・クー

ロンの破壊規準という。中間主応力の影響が考慮されていない等の問題点はあるが、クーロンの摩擦則と同じ簡単な式で破壊規準を表すことができるので実用的な規準として広く利用されている。(土木用語大辞典)

ヤング係数

弾性材料に一軸引張応力もしくは一軸圧縮応力を作用させた場合、軸方向にひずみが生じる。この一軸応力の軸ひずみに対する比をいう。ヤング率、弾性係数ともいう。(土木用語大辞典)

ユースタティック(ユースタシー)

正負いずれかの方向に、ほぼ同じ規模で全地球的に海面が変化すること。海水量の絶対的变化によりもたらされた全地球的な海水面の変化とされ、大陸における氷河の消長にともなう海水量の変化が代表的。しかし、海水量の絶対的变化だけでなく、海盆容積の変化によって引き起こされる海面の変化、例えば堆積物の埋立て、地殻変動、火山活動なども要因。(新版地学事典)

リニアメント

直線または緩やかな曲線に配列する種々の線状模様をいう。活断層との関連では、線状に連続する谷地形・崖地形、異なる種類の地形境界等、地形的に連続する線状模様をいう。(原子力発電環境整備機構:“概要調査地区選定上の考慮事項の背景と技術的根拠―「概要調査地区選定上の考慮事項」の説明資料―”, NUMO-TR-04-02 (2004).)

リモートリファレンス方式

電磁探査において、人工的に生じた電磁波の影響を除去するために、自然電磁波と人工的電磁波の伝搬範囲の違いを利用して、数 10km 以上離れた 2 ヶ所で同時に電磁場を測定する方法。(新エネルギー・産業技術総合開発機構(NEDO): “貯留層変動探査法 技術マニュアル”, 新エネルギー・産業技術総合開発機構 (2003).)

レオロジーモデル

岩石材料がさまざまな力を受けて変形あるいは流動する現象を表現するための構成モデルで、固体と流体およびその中間的性質を、粘性、弾性、塑性、クリープなどの諸現象により評価するモデル。(土木用語大辞典、一部加筆)

ロックエバル分析

試料を昇温加熱する際に発生する炭化水素と二酸化炭素を測定し、有機物の量およびタイプを評価する方法。(堆積学辞典、一部加筆)

ロックコントロール

地形の形成過程は、河川による侵食などの地形変化を引き起こす自然現象(地形営力)、地形を構成する岩石物質の性質(地形物質)、および地形営力の継続時間など、様々な変数に制約されて進行する。それら変数のいずれかが異なれば、異なる地形が形成され得る。ロックコントロールとは、それら変数のうち、地形の形成過程における地形物質の役割もしくは制約のことを指す。(鈴木隆介: “ロックコントロールの研究小史”, 地形, 15, pp.179-201 (1994).)