JNC TN1400 99-007

資料(専)22-6-1

地層処分研究開発第２次取りまとめ
第２ドラフト

分冊１　地質環境条件の調査研究

平成11年４月21日

核燃料サイクル開発機構

本第２ドラフトは，2000年前までに公表を予定している地層処分研究開発第２次取りまとめの内容について専門家の方々にご検討を頂くための作業用資料であり，引き続き修正中の部分もございますので，記載内容の引用やそれを用いた説明にあたってはご注意下さいますようお願い申し上げます。

ま え が き

核燃料サイクル開発機構（以下，サイクル機構）では，平成9年4月に公表された原子力委員会原子力バックエンド対策専門部会報告書「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」（以下，専門部会報告書）に従って，関連する研究機関等の協力を得つつ，地層処分に関わる研究開発を様々な分野において進めてきている。研究開発の全体目標は「わが国における地層処分の技術的信頼性」を示すことにあり，その成果を技術報告書（以下，第2次取りまとめ）として国に提出しその評価を仰ぐこととされている。

第2次取りまとめは，平成4年に公表された第1次取りまとめの成果を受けて処分の技術的信頼性を示し，国による評価を経て，処分事業を進める上での処分予定地の選定，安全基準の策定の技術的拠り所を与えるとともに，2000 年以降の研究開発の具体化にとって極めて重要なものと位置づけられているものである。

平成 10 年 9 月には，地層処分に関連する領域の専門家の方々から研究開発の内容や進捗状況について忌憚のない指摘や議論を頂くため，専門部会報告書に示された個々の課題に対する研究開発の成果を中間的に整理した第2次取りまとめ第1ドラフトを，専門部会に報告，公表した。

第1ドラフトを素材とした指摘や議論およびそれ以降の研究開発の進捗を踏まえて，このたび第2ドラフトをまとめた。第2ドラフトは総論レポートと専門部会報告書に示された主要な研究開発分野である「地質環境条件の調査研究」，「処分技術の研究開発」及び「性能評価研究」のそれぞれに対応する3つの分冊から構成されている。

本資料は，このうちの第2ドラフト分冊1「地質環境条件の調査研究」であり，総論レポートにおけるわが国の地質環境に関する記述内容の詳細な技術的根拠を与えるものである。

第2ドラフトの総論レポートと3つの分冊については，第1ドラフト同様，地層処分に関連する領域の専門家の方々から研究開発の内容や進捗状況について忌憚のない指摘や議論を頂くとともに，英語版を作成し国際的なレビューを受ける予定である。これらのレビューの結果も踏まえ，総論レポートと3つの分冊を 2000 年前までに完成させることとしている。また，あわせて第2次取りまとめの理解の一助とするため，地層処分に関する基本的な事項や知見に関する情報（例えば，地層処分の発想，評価の時間枠等）を提供することを目的として，別冊「地層処分の背景」を作成し，一式の情報パッケージとすることによって，第2次とりまとめの内容について広く国民の理解を目指していく方針である。

目　次

はじめに

第I章 地層処分と地質環境 I-1
1.1 地層処分における地質環境の役割 I-1
1) 地層処分の概念と安全確保の仕組み I-1
2) 地質環境に期待される役割 I-2
3) 地質環境の長期安定性 I-3
4) 重要な地質環境の特性 I-4

1.2 わが国の地質環境の特徴 I-5
1) 地質学的な位置づけ I-5
2) 地質の分布 I-6
3) 地理的な条件 I-6

1.3 地質環境条件の調査研究 I-7
1.3.1 調査研究の進め方 I-7
1) 基本的な考え方 I-7
2) 調査研究の方法 I-8
1.3.2 国による評価と課題の設定 I-9
1) 第1次取りまとめに対する国の評価 I-9
2) 第1次取りまとめ以降の調査研究 I-10
3) 第2次取りまとめの目標と課題 I-11
参考文献 I-13

第II章 わが国における地質環境の長期安定性 II-1
2.1 地質環境の長期安定性に関する研究 II-1
2.1.1 地質環境の長期安定性に影響を及ぼす天然現象 II-1
2.1.2 将来における天然現象の予測的評価 II-3
参考文献 II-5

2.2 日本列島のテクトニクス II-6
2.2.1 日本列島および周辺海域のプレート運動 II-6
2.2.2 ネオテクトニクス II-7

参考文献 II-10

2.3 地震・断層活動 II-12
2.3.1わが国における断層活動 II-12
1) 活断層の活動履歴 II-12
(1) 断層活動の累積性 II-12
(2) 活動の継続性 II-12
(3) 活断層の地域性 II-15
(4) 活断層地体構造区分と将来の活動性 II-17
2) 活断層の活動場の拡大 II-20
(1) 活断層帯 II-20
(2) 幅の拡大 II-20
(3) 長さの拡大 II-23
3) 活断層以外の断層活動 II-23
2.3.2 地震・活断層が地質環境に及ぼす影響 II-24
1) 断層活動が地質環境に及ぼす影響 II-24
(1) 力学的影響 II-24
(2) 熱的影響 II-27
(3) 水理学的影響 II-28
(4) 地球化学的影響 II-30
2) わが国における地震活動による影響 II-30
(1) 我が国の地震活動 II-30
(2) 地震が地質環境におよぼす影響 II-32
2.3.3 まとめ II-35
参考文献 II-37

2.4 火山活動 II-43
2.4.1 わが国における火山活動の特徴 II-43
1) 第四紀火山とテクトニックセッティング II-43
(1) 東日本火山帯 II-43
(2) 西日本火山帯 II-45
(3) 火山帯とプレートの配置 II-46
2) 火山体の地下構造 II-46
(1) 物理探査によるマグマ供給系の空間的構造 II-47
(2) マグマ供給系の空間的構造とテクトニクス II-47
3) 第四紀火山活動の時間的・空間的変化 II-49
(1) 第四紀火山カタログ II-49
(2) 日本列島における第四紀火山活動の時間的・空間的変化 II-49

(3) 火山地域・火山列における第四紀火山活動の時間的・空間的変化 II-54
4) 火山活動の規則性とその将来予測 II-54
2.4.2 火山活動が地質環境に及ぼす影響 II-58
1) 第四紀火山と地温勾配分布 II-60
(1) 坑井温度データの収集と地温勾配図の作成 II-60
(2) 日本列島における高温異常域 II-61
(3) 火山およびその周辺地域の地温勾配 II-63
2) 地下温度構造 II-63
(1) 鉛直一次元熱伝導モデルによる地下温度の算定 II-63
(2) 火山およびその周辺地域における地下温度構造 II-65
3) 地下温度構造を支配する要因 II-69
(1) 熱源（マグマ溜まり）のモデル II-69
(2) 熱源の寿命と地下温度構造 II-72
4) 熱水対流系 II-76
(1) 鉛直一次元浸透流モデルによる流体流動速度の算定 II-79
(2) 流体流動速度による熱水対流系の大きさ II-79
5) 熱水の化学組成 II-83
(1) 火山およびその周辺地域における温泉水の化学組成 II-83
(2) 火山の放熱量と化学的な影響 II-87
6) 貫入岩による熱的影響 II-90
2.4.3 まとめ II-93
参考文献 II-98

2.5 隆起・沈降・侵食 II-103
2.5.1 わが国における隆起・沈降・侵食の特徴 II-103
1) 隆起・沈降 II-103
(1) 隆起・沈降運動の解析法 II-103
(2) 山地の変動様式 II-106
(3) 海岸の変動様式 II-110
(4) 第四紀の沈降 II-116
2) 隆起・沈降の将来予測 II-123
(1) 東北日本弧の変動プロセス II-123
(2) 海岸の等速隆起 II-129
3) 侵食 II-130
(1) 侵食速度の分布 II-130
(2) 侵食のプロセス II-142
2.5.2 隆起・沈降・侵食が地質環境に及ぼす影響 II-151
1) 直接的影響 II-151

2) 間接的影響 II-152
(1) 水理学的な影響 II-152
(2) 地球化学的な影響 II-152
2.5.3 まとめ II-153
参考文献 II-155

2.6 気候・海水準変動 II-165
2.6.1 気候・海水準変動の特性 II-165
1) 気候・海水準変動の解析法 II-165
2) 第四紀の気候・海水準変動 II-169
3) 最終氷期以降の気候・海水準変動 II-169
4) 気候・海水準変動のメカニズム II-174
5) 気候・海水準変動の将来予測 II-174
2.6.2 気候・海水準変動による影響 II-174
1) 永久凍土の影響 II-175
(1) 最終氷期における永久凍土の分布 II-175
(2) 永久凍土の形成深度 II-175
(3) 永久凍土の成長に伴う水理条件の変化 II-179
(4) 凍結による岩盤の劣化 II-179
(5) 熱収縮による岩盤の劣化 II-179
2) 侵食作用への影響 II-181
3) 水理・水質への影響 II-181
(1) 動水勾配への影響 II-181
(2) 海・陸境界の移動 II-182
(3) 流路の変化 II-182
4) 地球温暖化の影響 II-182
2.6.3 まとめ II-183
参考文献 II-186

第III章 わが国における地質環境の特性 III- 1
3.1 地質環境の特性に関する研究 III- 1
3.1.1 地層処分にとって重要な地質環境の特性 III- 1
1) 地質構造 III- 3
2) 地下水の流動特性 III- 3
3) 地下水の地球化学特性 III- 4
4) 岩盤の熱・力学特性 III- 5
5) 岩盤中での物質移動特性 III- 5

3.1.2 地質環境の特性に関する情報の整理 III- 5

3.2 地質構造 III- 8
3.2.1 わが国における地質構造の特徴 III- 8
3.2.2 移行経路としての重要な地質構造要素 III-10
1) 初生的構造要因による移行経路 III-10
2) 二次的構造要因における移行経路 III-12
3.2.3 割れ目に関する実測データ III-15
1) 割れ目のスケールと方向分布 III-15
2) 割れ目形状 III-15
3) 割れ目半径分布 III-17
4) 割れ目頻度分布 III-17
5) 割れ目の空間分布 III-19
6) 割れ目の透水量係数分布 III-19
7) 割れ目の開口幅分布 III-20
参考文献 III-22

3.3 地下水の流動特性 III-27
3.3.1 わが国における地下深部の地下水流動特性 III-27
1) 地下深部の動水勾配 III-27
2) 地下深部の岩盤における透水性 III-29
3) 塩水／淡水境界 III-36
3.3.2 地下深部の地下水流動特性に関する調査・解析事例 III-40
1) 東濃地域における広域地下水流動研究 III-40
(1) 調査・解析領域の設定 III-41
(2) 地下水流動特性の評価手法の概要 III-41
(3) 水理特性データの取得 III-41
(4) 水理地質構造モデルの構築 III-44
(5) 地下水流動解析とその検証 III-45
2) 東濃地域における立坑掘削に伴う地下水流動影響調査 III-45
(1) 調査・解析領域の設定 III-45
(2) 地下水流動特性の評価手法の概要 III-46
(3) 水理特性データの取得 III-46
(4) 水理地質構造モデルの構築 III-50
(5) 地下水流動解析とその検証 III-50
3) 釜石鉱山における坑道周辺の地下水流動調査 III-54
(1) 亀裂性岩盤における坑道周辺の水理学的特性 III-54
(2) 亀裂性岩盤におけるモデル化手法の適用性の検証 III-55

(3) 亀裂性岩盤中の地下水流動特性の調査・解析手法 III-57
3.3.3 まとめ III-57
参考文献 III-60

3.4 地下水の地球化学特性 III-65
3.4.1 わが国における深部地下水の地球化学特性 III-65
1) 降水起源の地下水の地球化学特性 III-66
2) 海水起源の地下水の地球化学特性 III-66
3.4.2 深部地下水の地球化学特性に関する調査・解析事例 III-71
1) 東濃地域 III-74
(1) 堆積岩中の地下水の地球化学特性とその形成プロセス III-74
(2) 花崗岩中の地下水の地球化学特性とその形成プロセス III-78
2) 釜石鉱山 III-81
(1) 花崗岩中の地下水の地球化学特性 III-81
(2) 地下水の水質の形成プロセス III-84
3.4.3 深部地下水中のコロイド・有機物・微生物に関する研究事例 III-87
1) コロイド III-87
2) 有機物 III-88
3) 微生物 III-90
3.4.4 まとめ III-92
参考文献 III-94

3.5 岩盤の熱・力学的な特性 III-98
3.5.1 地下深部における岩盤の熱的特性 III-98
1) 岩盤の熱物性 III-98
(1) 熱伝導率 III-100
(2) 比熱 III-100
(3) 熱膨張率 III-100
(4) 熱物性の深度依存性 III-100
2) 地温勾配 III-100
3.5.2 地下深部における岩盤の力学特性 III-105
1) 物性値の統計学的な検討 III-105
(1) 物性値の統計学的検討 III-105
(2) 物性値の相関 III-113
(3) 物性値の深度依存性 III-116
2) 岩盤の初期応力 III-116
3) 岩盤の時間依存挙動 III-121
3.5.3 坑道掘削による影響の調査・解析事例 III-122

1) 東濃鉱山における掘削影響試験 III-123
(1) 立坑における掘削影響試験 III-123
(2) 水平坑道における掘削影響試験 III-125
2) 釜石鉱山における掘削影響試験 III-131
(1) 地下260mにおける掘削影響試験 III-131
(2) 地下730mにおける掘削影響試験 III-133
3.5.4 まとめ III-137
参考文献 III-139

3.6 岩盤中の物質移動特性 III-142
3.6.1 岩盤中の物質移動に関する調査・解析事例 III-142
1) 東濃地域における物質移動調査・解析 III-142
(1) 岩盤中の微視的移行経路 III-142
(2) 化学的遅延（収着・鉱物化） III-144
(3) 化学的遅延（共沈） III-149
(4) コロイドによる核種の移行 III-150
2) 釜石鉱山における物質移動調査・解析 III-150
(1) 岩盤中の微視的移行経路 III-150
(2) 物理的遅延（マトリクス拡散） III-154
(3) 化学的遅延（収着） III-154
3.6.2 まとめ III-156
参考文献 III-159

第IV章 地質環境調査技術 IV-1
4.1 地質環境の調査と技術開発 IV-1
4.1.1 地質環境の調査 IV-1
1) 文献調査 IV-3
2) 地上での調査 IV-3
(1) 空中および地表からの調査 IV-6
(2) 試錐調査 IV-6
3) 地下施設を利用した調査 IV-7
4.1.2 調査技術・機器の開発 IV-7

4.2 重要な地質環境特性に関する調査手法 IV-9
4.2.1 地質・地質構造に関する調査 IV-9
4.2.2 地下水の水理特性に関する調査 IV-11
4.2.3 地下水の地球化学特性に関する調査 IV-12

4.2.4 岩盤の熱および力学特性に関する調査 IV-13
4.2.5 岩盤中の物質移動に関する調査 IV-14

4.3 主要な地質環境調査技術 IV-20
4.3.1 地質・地質構造に関する調査技術 IV-20
1) 空中からの概査 IV-20
(1) リモートセンシング IV-20
(2) 空中電磁探査 IV-22
(3) 空中磁気探査 IV-23
(4) 空中放射能（γ線）探査 IV-24
2) 地上からの調査 IV-25
(1) 地質調査 IV-26
(2) 重力探査 IV-26
(3) 反射法地震探査 IV-27
(4) 海上音波探査 IV-29
(5) 地上電磁探査 IV-29
(6) 比抵抗法電気探査 IV-32
(7) 屈折法地震探査 IV-32
3) 試錐孔を利用した調査 IV-33
(1) 物理検層 IV-33
(2) ボアホールテレビ（ＢＴＶ）調査 IV-34
(3) ボアホールレーダー調査 IV-35
(4) ハイドロフォンＶＳＰ調査 IV-36
(5) 岩芯を利用した地質・鉱物学的調査 IV-37
4) 地下施設を利用した調査 IV-38
(1) 坑道における割れ目調査 IV-38
(2) ジオトモグラフィー調査 IV-39
(3) ボアホールレーダー調査 IV-39
4.3.2 地下水の水理特性に関する調査技術 IV-44
1) 地上からの調査 IV-44
(1) 表層水理観測システム IV-44
2) 試錐孔を利用した調査 IV-44
(1) 1,000m対応水理試験装置 IV-44
(2) 1,000m対応揚水試験装置 IV-46
(3) 地下水流向流速計 IV-48
(4) フローメーター検層 IV-48
(5) ＭＰシステム，1,000m対応地下水の長期モニタリング装置 IV-49
(6) 岩芯を用いた透水試験 IV-51

3) 地下施設を利用した調査 IV-52
(1) 水理学的ゆるみ領域計測装置 IV-52
(2) 試錐孔間水理試験装置 IV-53
(3) 動燃式ＪＦＴ試験装置 IV-54
(4) 低圧ルジオン水理試験装置 IV-55
(5) 間隙水圧測定装置 IV-56
(6) 蒸発量測定装置 IV-57
4.3.3 地下水の地球化学特性に関する調査技術 IV-59
1) 地上からの調査 IV-59
(1) 表層水の採水・分析 IV-59
2) 試錐孔を利用した調査 IV-59
(1) パッカー式地下水サンプラー IV-59
(2) ＭＰシステム IV-60
(3) 1,000m 対応地下水の地球化学調査機器 IV-61
(4) 地球化学検層ユニット IV-62
3) 地下施設を利用した調査 IV-63
(1) 坑道内採水装置 IV-63
(2) 水質連続モニタリング装置 IV-64
4.3.4 岩盤の熱および力学特性に関する調査技術 IV-65
1) 試錐孔を利用した調査 IV-65
(1) 原位置初期応力測定 IV-65
(2) 孔内載荷試験 IV-66
(3) 温度検層 IV-67
(4) 岩芯を用いた応力測定 IV-67
(5) 岩芯を用いた力学特性測定 IV-68
2) 地下施設を利用した調査（掘削影響試験） IV-69
(1) 岩盤変位測定 IV-69
(2) ＡＥ計測 IV-71
(3) 振動計測 IV-72
4.3.5 岩盤中の物質移動に関する調査技術 IV-74
1) 原位置トレーサー試験 IV-74
2) 原位置レジン注入試験 IV-74
3) 拡散／収着試験 IV-76
4.3.6 試錐孔掘削技術 IV-77
1) 掘削技術の現状 IV-77
2) 掘削工法 IV-78
(1) ワイヤーライン工法 IV-78
(2) 先端駆動式 IV-79

(3) 逆循環工法 IV-79
(4) 三重管掘削工法（逆循環三重管ワイヤーライン工法） IV-79
3) 保孔技術 IV-80
(1) ケーシング IV-80
(2) セメンティング IV-80
(3) 部分保孔 IV-80
4) 硬岩と軟岩の違い IV-80
4.3.7 分析技術 IV-82
1) 地下水試料の分析手法 IV-82
(1) 主要溶存化学成分（陽イオン） IV-83
(2) 主要溶存化学成分（陰イオン） IV-83
(3) 微量元素 IV-83
(4) 溶存ガス IV-83
(5) 同位体分析 IV-83
(6) 地下水の酸化還元電位 IV-84
(7) コロイド IV-84
(8) 有機物 IV-84
(9) 微生物 IV-84
2) 岩石の年代測定手法 IV-84
(1) カリウムーアルゴン法とアルゴンーアルゴン法 IV-84
(2) ルビジウムーストロンチウム法 IV-85
(3) （ウラン＋トリウム）ーヘリウム法 IV-85
(4) トリチウム法 IV-85
(5) ^{14}C 法 IV-85
(6) ^{36}Cl 法 IV-86
(7) 非放射平衡法 IV-86
(8) フィッション・トラック（FT）法 IV-86
(9) 熱ルミネッセンス（TL）法 IV-86
(10)電子スピン共鳴（ESR）法 IV-87

4.4 まとめ IV-88

参考文献 IV-90

第Ⅴ章 地質環境に関するナチュラルアナログ研究 V-1
5.1 ナチュラルアナログ研究の概要 V-1

5.2 ナチュラルアナログ研究事例 V-2
5.2.1 天然ウラン系列核種の移行・遅延 V-2
1) 東濃ウラン鉱床における研究事例 V-2
2) オクロウラン鉱床 V-5
3) クンガラウラン鉱床 V-5
5.2.2 マトリクス拡散に関するナチュラルアナログ研究 V-6
5.2.3 古水理地質学的アプローチ V-7

5.3 まとめ V-8

参考文献 V-10

おわりに

はじめに

はじめに

本分冊は，これまで核燃料サイクル開発機構およびその前身である動力炉・核燃料開発事業団（前者は平成10年10月1日より。後者は平成10年9月30日まで。以下，双方を包括して「サイクル機構」と呼ぶ。）が中心となって，関係研究機関の協力を得つつ実施してきた地質環境条件の調査研究の成果を取りまとめたものである。地質環境条件の調査研究は，処分技術の研究開発および処分システムの性能評価研究とともに，地層処分研究開発の3分野を構成するものであり，第2次取りまとめ「総論レポート」では，わが国における地層処分の技術的信頼性を示す観点から，各分野における研究開発の成果を横断的に取りまとめた。本分冊では，わが国の地質環境に関する総論レポートでの記述内容を科学的・技術的に裏づける観点から，地質環境条件の調査研究として実施した内容と得られた結果などの事実関係を示すことに重点を置いて取りまとめた。

本分冊は，全5章から構成されている。この章構成は，総論レポートとの対応，専門部会報告書（原子力委員会，1997）に示された第2次取りまとめの課題の構成およびサイクル機構における従来からの調査研究の枠組みを勘案して設定した。

第I章では，地層処分における地質環境の役割，わが国の地質環境の特徴，地質環境条件の調査研究の進め方などを整理した。本章は，第II章以降で具体的な調査研究の内容を記述するに先立ち，第2次取りまとめにおける地質環境条件の調査研究の課題を明確化しておくことを目当てに，「地層処分の概念から議論を起こし」「わが国の地質学的な特徴を概観し」「これまでの調査研究の進展や国による評価，指針の経緯をたどった」ものである。内容的には，総論レポート第III章の「3.1 地層処分にとって重要な地質環境条件」をより詳細化したものとなっている。地質環境条件の調査研究の個々の実施内容や結果を参照する場合には，第II章以降の該当箇所に直接アクセスして頂きたい。

第II章および第III章では，地質環境条件の調査研究における大きな研究課題である「地質環境の長期安定性に関する研究」と「地質環境の特性に関する研究」について記述した。各章は，それぞれ，総論レポート第III章の「3.2 わが国における地質環境の長期安定性」および「3.3 わが国における地質環境の特性」を技術的にサポートするとともに，各研究領域に対して専門部会報告書に示された第2次取りまとめへの個別課題に応える観点で取りまとめた。第II章では，「地層処分にとって安定な地質環境がわが国に存在し得ることを示す」ための科学的な根拠を整備する観点から，変動要因としての火山活動や断層活動などの天然現象のわが国における特徴や地質環境への影響に関して，現在までに得られた知見や情報を，調査研究の手法とともに取

りまとめた。第 III 章では，「地層処分の観点からわが国の深部地質環境の一般的な性質を把握する」ことを目的に，多重バリアシステムにとって重要な岩盤や地下水の特性を対象に実施した現地調査や文献調査の内容とそれらによって得られた知見や情報をまとめた。

第 IV 章には，地質環境の特性を調査するための技術・機器の開発に関する現在までの成果を整理した。整理に際しては，総論レポート第 VI 章の「6.2.3 地質環境の調査の進め方」の基盤となる現状の要素技術・機器のカタログおよびそれらを用いた標準的な調査手法としての活用を念頭に置いた。

第 V 章では，東濃ウラン鉱床などにおけるナチュラルアナログ研究について記述した。これは，専門部会報告書にも示されているように，ナチュラルアナログ研究には第 II 章～第 IV 章の各章にまたがる課題が含まれていることに対応して，別途，章を起こしたものである。本章では，総論レポート第 III 章の「3.4 地質環境に関するナチュラルアナログの事例」および第 VI 章の「6.2.3 地質環境の調査の進め方 4) ナチュラルアナログ研究の適用」の基盤となる具体的な研究例を整理した。

なお，本分冊は，地質環境条件の調査研究に関し，総論レポートで記述した内容の根拠となる個々の研究成果の品質を示すとともに，総論レポートでは割愛した調査研究の手法などに関する情報を補完することに主眼がある。したがって，取りまとめに際しては，結果だけでなく調査試験の実施内容にも透明性をもたせるように心掛けた。ただし，全ての研究項目にわたって細部まで記述することは量的に困難であるため，適宜，個々の研究に関する公開文献を参照する形をとった。また，研究開発全体としての統合化は総論レポートに委ね，本分冊では，追跡性を重視する観点から，地質環境条件の調査研究として重要な個別研究項目を設定した上で，各研究項目単位で，課題，実施内容と結果ならびに項目全体の成果を取りまとめた。

第1章

地層処分と地質環境

第I章 地層処分と地質環境

1.1 地層処分における地質環境の役割

1) 地層処分の概念と安全確保の仕組み

わが国における地層処分の概念は，安定な状態にガラス固化した廃棄物を，地下深部の安定した地質環境中に，人工的な安全対策を施した上で埋設することにより，長期にわたって人間の生活環境から隔離し，将来の世代にも廃棄物による影響が及ばないようにすることである。ここで，地質環境とは，地層処分の場としての地下の環境を指し，具体的には岩盤とそこに含まれる地下水からなる。空間的には，深度数100mから1,000m程度で，数km四方の水平的広がりを想定している。地層処分された廃棄物が人間やその生活環境（以下，人間環境）に影響を及ぼす可能性としては，大別して，2つの道筋（シナリオ）が想定されている。

ひとつは，廃棄物と人間環境との物理的な距離が接近することによって，廃棄物の影響が人間に及ぶことを想定したもので，これに至る道筋を「接近シナリオ」と呼んでいる。このシナリオにおいては，火山の噴火による廃棄物の放出や地盤の急激な隆起・侵食に伴う処分場の露出などが想定される。

もうひとつは，廃棄物から漏洩した放射性核種が地下水を介して人間環境へ運ばれることを想定したもので，これに至る道筋を「地下水シナリオ」と呼んでいる。このシナリオにおいては，核種の溶解などを支配する化学的な反応と地下水の動きやそれらに伴う核種の移行が重要なプロセスとなる。

このようなシナリオとして想定される廃棄物による影響が，長期にわたって人間環境に及ばないようにするため，地層処分においては，火山活動や地殻変動などの影響が小さい安定な地域や岩盤を選定した上で，そこに適切な多重バリアシステム（人間が作り上げる「人工バリア」の安全防護機能と地質環境が本来的に備える「天然バリア」としての隔離性・包蔵性を最適に組み合わせた多層の防護システム）を構築するという対策がとられる。具体的には，ガラス固化した廃棄物（ガラス固化体）を金属製の容器（オーバーパック）に密封した上で，岩盤の空洞内に粘土（緩衝材）で包み込んで埋設することが考えられている。

また，地層処分の長期的な安全性については，上記のシナリオをさらに具体化したいくつかのケースを設定した上で，各ケースにおいて想定される影響がモデルとデータを用いたシミュレーション解析によって評価される。すなわち，多重バリアシステムを構成する地質環境（岩盤と地下水），人工材（ガラス，オバーパック，緩衝材）および放射性核種（核分裂生成物や超ウラン元素）の性質や挙動を，現場での調査試験や室内実験などに基づく適切なデータとモデルで表現し，これらを用いて長期間に

わたる放射性核種の移行や人間環境への影響が計算によって示される。

2) 地質環境に期待される役割

「安定な地質環境を選んだ上で，そこに適切な多重バリアシステムを構築する」という地層処分の安全確保の仕組みにおいて，地質環境には以下のような役割が期待される。

第1の役割は，廃棄物を物理的に隔離すること，とくに，人間環境との間に長期にわたって十分な距離を維持することである。このためには，埋設した廃棄物を地表付近に接近させるような事象や岩盤の破壊をもたらすような事象の発生による重大な影響が及ばないように，処分場の位置や深度を適切に選定することが重要である。

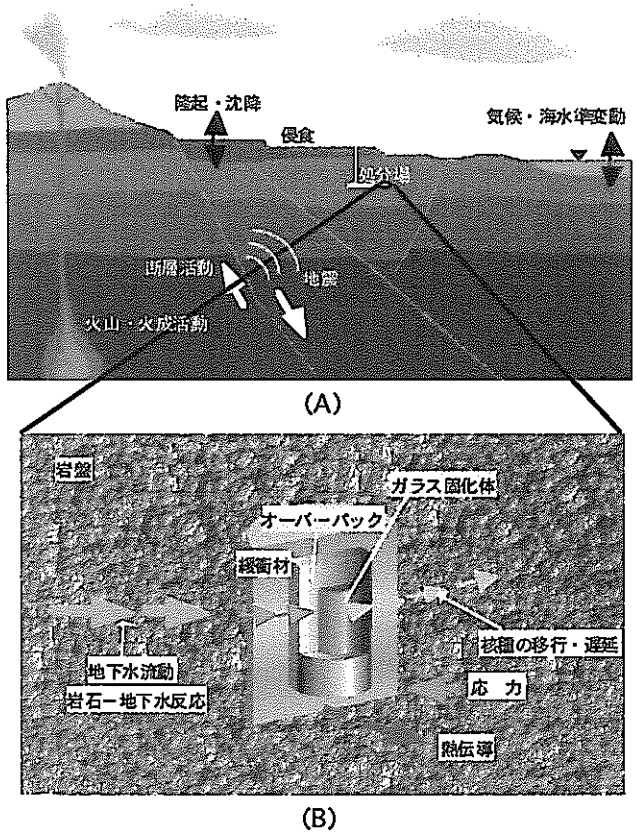


図 1.1-1 地層処分において考慮すべき天然現象(A)と岩盤中での現象・作用(B)

第2の役割は，人工バリアに適した設置環境を提供することである。人工バリアが十分な性能を発揮するためには，その周辺の地下水や岩盤の性質が人工バリアの品質にとって好ましく，かつ，それが長期にわたって維持されることが期待される。このため，多重バリアシステムにおいては，地質環境の条件に応じて適切に人工バリアを

設計・施工すること，すなわち，両者の最適化を図ることが重要となる。

第3の役割は，天然バリアとしての働きである。これは，人工バリア内に閉じ込められていた放射性核種が地質環境中に移動した場合でも，地下水自体の移行が制限されることによって，また，移行経路となる岩盤中の割れ目や粒子間間隙における鉱物との相互作用などによって，地下水を媒体とした核種の移行が遅延されるという，地質環境が本来的に備えた機能に期待するものである。

地質環境が以上の役割を果たすためには，まず，地層処分の場として確保した空間が長期にわたって十分に安定であること（以下，**地質環境の長期安定性**という），次いで，人工バリアの設置環境および天然バリアとして，岩盤とそこに含まれる地下水の物理的・化学的性質（以下，**地質環境の特性**という）が適切であることが求められる。深部地質環境中においては，地表付近に比べて，日常的な意味での天災や人災を被り難いものの，様々な天然現象の影響および岩盤と地下水を媒体とする諸現象・作用が想定される（図1.1-1）。

3) 地質環境の長期安定性

地層処分システムが所期の安全性能を発揮するためには，地層処分の場となる地質環境が，期待される環境条件や機能を長期にわたって維持することが必要である。地質環境の長期安定性に関する研究においては，地質環境に変化をもたらす外的要因となり得るような天然現象に着目し，それらの特徴や地質環境への影響を把握することが重要となる。とくに，わが国は太平洋をとりまく変動帯に位置していることから，その特徴である火山活動や断層活動などに対して十分な注意が必要となる。地層処分の実施に際しては，地質環境に急激な変化，あるいは緩慢ではあるが累積的な変化をもたらす様々な天然現象によって，地層処分システムの性能が著しく損なわれることのないよう，安定な場所を選び，また，想定される変化を見込んで適切な工学的対策を施すことが重要である。この観点から考慮すべき天然現象としては，第II章で述べるように①地震・断層活動，②火山・火成活動，③隆起・沈降・侵食および④気候・海水準変動が，わが国においては重要である（以下，本分冊における「天然現象」はこれらを指す）。

これらの天然現象については，第1次取りまとめ（動燃事業団，1992）によってわが国における特徴の概略が取りまとめられており，これにより，わが国においてもこれらの天然現象の影響を被らない安定な地質環境が存在する可能性が示されている。すなわち，専門部会報告書（原子力委員会，1997）にも述べられているように，地震・断層活動や火山・火成活動のように急激な天然現象は比較的限られた範囲で起こっているため，それらの活動の規則性に基づいて将来における影響範囲を推論することができ，一方，隆起・沈降・侵食および気候・海水準変動のような天然現象については，

広域にわたる比較的精確な地質学的な記録をもとに，将来の変化や影響の程度を推測することができると考えられる。これらを科学的根拠に基づいて適切に行うことにより，天然現象による著しい影響が及ばないような安定な地質環境を選定し，あるいは想定される影響を考慮して必要な対策を講じることが可能となる。

ここで述べる地質環境の長期安定性は，廃棄物を埋設した場の地質環境が長期にわたって全く不変であることを意味しているわけではない。地下水や岩盤の性質が長期の間にある程度変化することを考慮に入れても，地質環境が地層処分において期待される役割を果たすことができれば，その地質環境は十分に安定であるとみなすことができる。例えば，第Ⅴ章で述べるように，岐阜県の東濃地域では，地震・断層活動や隆起・侵食，気候変動などを被ってきたにもかかわらず，約1千万年前に形成されたウラン鉱床が現在まで保存されている。このことは，地質環境が本来的に備えている天然バリアとしての機能が長期にわたって維持された結果とみなすことができる。

なお，地質環境の安定性を損なう可能性のある外的要因としては，天然現象のほかに将来における人間活動が想定される。将来の人類が地下深部の地質環境に擾乱を与える可能性として，地下資源の探査や採取が考えられる。有用な鉱物資源やエネルギー資源が地下深部に存在する地域は，これらを将来の世代に引き継いでいく観点からも，また，将来の人類が処分場に接近する可能性を低減する観点からも，地層処分の実施に際して避けるべきと考えられる。わが国における地下資源の分布については，第1次取りまとめで記述したとおり，概ね把握されており，また，処分予定地を選定する段階での現地調査によって確認することが可能である。

4) 重要な地質環境の特性

地質環境の特性としては，人工バリア・処分施設の設計・施工および品質を左右する環境条件ならびに天然バリアとしての機能に着目する必要がある。このうち，①人工バリア・処分施設の設計・施工にとっては岩盤の熱や力学に関する性質が，②人工バリアの品質にとってはオーバーパックの腐食や核種の溶出・運搬を支配する地下水の水質と動きが，また，③天然バリアとしての機能にとっては岩盤中での地下水を媒体とする物質移動が重要と考えられる。地質環境の特性に関する研究においては，このような地層処分システムの性能にとって重要な岩盤や地下水の性質に着目して，わが国の地質環境の一般的な傾向をとらえることが課題となる。

なお，地層処分の概念は，地下深部の地質環境が本来的に，物質を長期にわたって隔離・保存する能力が高いことに根拠を置いている。われわれは，古代の遺跡が地下から発掘されたり，地質時代に形成された様々な金属鉱床がいまも保存されていることを経験的に知っており，また，科学的にも，地下深部の地下水は還元的で動きが遅いため，一般に物質を溶解したり運搬する能力は低いと考えることができる。上述の

東濃ウラン鉱床においても，鉱床の周辺に存在する地下水は還元的でほとんどウランが溶け込んでいないことや地下水の動きが遅いことなどが確認されている（第 III 章参照）。地層処分の研究開発における大きな目標は，このような地下深部の地質環境に期待している性質を科学的な根拠をもって示すこと，そして，これに基づき地層処分システムの安全性能を適切なモデルとデータを用いた解析によって示すことである。

1.2 わが国の地質環境の特徴

前節で述べたような，地層処分の概念や安全確保に関する基本的な考え方は，地層処分の研究開発を進めている諸外国においても共通のものである。しかし，地質環境の条件は各国によって異なるため，調査研究の重点課題や進め方にも，それぞれの国に応じた特色がみられる。地層処分の観点からわが国の地質環境をとらえていくに当たっては，まず，日本列島の特徴を理解しておくことが重要である。欧米諸国の多くがいわゆる安定大陸にあるのに対し，わが国は，太平洋をとりまく変動帯に位置しており，世界有数の火山国，地震国となっている。変動帯としての特徴は日本列島を構成する地形や地質にも現われている。山地が多く起伏に富む地形，数多くの火山とその噴出物の広い分布，様々な種類の地層や岩体が構成する地質などは，活発な天然現象を背景としたわが国の特徴といえる。また，地下水の動きなどを理解する上では，日本列島の地理的な位置づけに留意が必要である。

1) 地質学的な位置づけ

日本列島は，アジア大陸の東縁部に沿って細長く延びる弧状列島であり，その大洋側には深さ８千ｍに及ぶ細長い海溝が日本列島と平行に分布する。列島上には火山地域が海溝と平行に帯状をなして分布し，地震・断層活動や隆起・沈降運動が認められる。このような天然現象の活動は，主に日本列島周辺におけるプレートの配置やその運動様式によって支配されている。

第II章で述べるように，日本列島はユーラシアプレートと北米プレートからなる２つの大陸プレートの縁辺部に位置し，太平洋側の海溝から太平洋プレートとフィリピン海プレートの２つの海洋プレートが日本列島の下に沈み込んでいる（第 II 章の図 2.4-1 参照）。日本列島における火山活動は，海洋プレートの沈み込みの深さに関連しており，沈み込み深さの浅い東北日本の太平洋側などには火山は存在していない。また，日本列島で観測される地震には，プレート境界付近で発生するものと内陸性のものがある。前者はまさにプレートの運動そのものに起因するものであり，後者は内陸の活断層の活動に関連して起こることが多い。日本列島における断層活動や隆起・沈降運動なども，プレートの衝突や沈み込みによって発生する応力の大きさやその方向に関連している。このことは，日本列島自体の弧状の形やそこでの山地の分布が，

海洋プレートが大陸プレートの下に沈み込むライン（千島海溝～日本海溝から琉球海溝に至るライン）と平行していることからも理解できる。わが国の地質環境は，プレートの沈み込みに伴って発生する応力がもたらす地震・断層活動や地盤の隆起・沈降，プレートの沈み込み深さに関連する火山活動などによって，数十万年～数百万年という長い時間スケールの中で，継続的あるいは断続的に変化してきており，今後も変化していくと考えられる。しかし，これらの天然現象は全く無秩序に起こっているわけではない。例えば，火山噴火などが起こるのは，いわゆる火山帯と称される地域に限られていること，地震は活断層が周期的にずれることによって起こること，地盤の隆起や沈降には地域的な傾向があって，その結果，隆起の激しい地域が山岳地帯となっていること，などは地球科学における一般的な知見として認められている。

2) 地質の分布

プレートの運動に支配された日本列島の変動帯としての特徴は，地質の分布にも現われている。現在の日本列島は成因や生成時期を異にする様々な種類の岩石で構成されており，また，構造線で分断されていて，ひとつのユニットとしての地層や岩体の規模が小さい。日本列島の地表に分布する岩石は，6割弱が堆積岩，4割弱が火成岩で，変成岩は4％程度であるが，地層処分の対象となるような深度では，堆積岩の割合は地表付近よりも小さくなると考えられる。火成岩，堆積岩および変成岩は，それぞれ起源となったマグマ，堆積物，原岩の性質およびそれらが固結する過程での温度や圧力などの条件の違いによって，さらに多種多様の岩石に分類される。また，生成後の環境条件によっても岩石の性質は変わってくる。地層処分の研究開発においては，このような地質学的・岩石学的な特徴に留意することも必要ではあるが，むしろ，前節で述べたような多重バリアシステムにとって重要な地質環境の特性に焦点を当てて，深部地質環境が有する一般的な性質を理解することが重要となる。

3) 地理的な条件

地理的な条件としては，主に地下水の動きや水質との関係で，比較的温暖な気候や豊富な降水量，周囲を海に囲まれた島国といった条件が，わが国の特徴として挙げられる。わが国では一般に地下水の水位が高く，岩盤は地表付近まで地下水に満たされている。また，海岸付近の地下では，内陸側からもたらされた降水起源の水と海側の塩水とが接していると考えられる（図 1.2-1）。上述したように，日本列島は起伏が大きく，国土の多くを丘陵地や火山を含めた山地地域が占めており，山地が海岸付近まで迫っているところも少なくない。このような地理的・地形的な条件は，わが国における大局的な地下水の動きやその水質を特徴づけていると考えられる。

わが国の地質環境をとらえる際には，以上のような特徴に留意した上で，地層処分にとって重要な地質環境条件に着目しつつ，個々の地質環境に固有の特性と共通する一般的な性質とを見極めていく必要がある。例えば，場の条件のひとつとして重要な

地下の温度は，火山との位置関係など地域によって異なると同時にある程度の広がりとして把握し得るものであり，一方，岩石の物性などの媒体としての性質は，岩石の種類や固結度など個々の岩石の生成条件との関連性が強いと考えられる。地下水の動きや水質なども，地域の地理的な条件によって異なるが，地下水の動きを支配する要因や水質を形成するメカニズムには一般的な法則があると考えられる。地質環境の長期安定性にとって重要な火山活動や隆起・沈降運動などについても，上述したように日本列島における活動には地域性や継続性を見い出すことができ，また，それらを起こすメカニズムやそれらが起こったときの影響をある程度，一般化することは可能と考えられる。

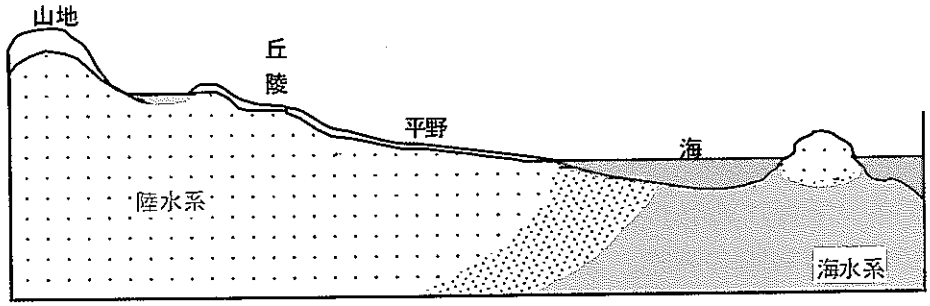


図 1.2-1 わが国の地形と地下水

1.3 地質環境条件の調査研究

1.3.1 調査研究の進め方

1) 基本的な考え方

第2次取りまとめまでの地質環境条件の調査研究においては，地層処分の対象となる地質環境ーすなわち地域や岩石の種類などーを限定せずに，幅広くとらえて進めることが，国の方針となっている。「放射性廃棄物処理処分方策について（中間報告）」（原子力委員会放射性廃棄物対策専門部会，昭和59年8月7日。以下，「中間報告」と呼ぶ。）は，「わが国における『有効な地層』としては，未固結岩などの明らかに適性に劣るものは別として，岩石の種類を特定することなくむしろ広く考え得るものであることが明らかになった。」としている。これは，「岩石の種類を特定するのではなく，むしろその地質条件に対応して必要な人工バリアを設置することにより，地層処分システムとしての安全性を確保できる見通し」（中間報告）を述べたものである。この考え方は，現在にも受け継がれており，「原子力の研究，開発及び利用に関する長期計画」（原子力委員会，平成6年6月24日）においても，「研究開発は，当面，対象とすべき地質環境を幅広く想定し，」と表現されている。

一方，地質環境の条件は，前項で述べたように本来，個々の地質環境によってーすなわち，岩石の種類や地質構造，地形，気候条件，深度などの様々な要因に応じてー

異なるものである。サイトを特定しない現段階においては，将来，具体的な情報と適切な判断に基づいて地層処分のサイトが選定された際に，そのサイトの地質環境が有するべき基本的な条件を，現状のジェネリック（一般的・包括的）な知見に基づいて合理的に設定し，これによって地質環境としての一般的な機能や多重バリアシステムとしての性能を評価，検討して置くことが適切である。

2) 調査研究の方法

わが国の地質環境の基本的・一般的な条件を理解するためには，まず，全国を視野に入れて，岩石や地下水の性質および主要な天然現象の特徴などに関する情報を広く収集し，その中から地層処分において考慮すべき知見を抽出，整理していくことが必要である。このような観点から，わが国の地質環境を概略的に把握することを主眼として，主に文献調査により，地球科学の各分野に蓄積されている情報の整備を進めてきた。

ただし，既存の情報は地層処分の研究開発に活用するために取得されたものではなく，地下深部の地質環境の特性，とくに，深部地下水の動きや水質，あるいは岩盤中での物質移動に関する精度の高い情報は限られている。これらについては，わが国に広く分布するような地質環境を対象に着実な調査研究を展開し，基礎的な情報や知見を蓄積していくことも必要である。その際，地層処分が対象とすべき時間・空間スケールを考慮しつつ，岩石や地下水の性質の空間的な分布や時間的な変化にも着目して，体系的にデータを取得することが重要である。このような観点から，地下深部の地質環境の性質やそこで起こっている現象を科学的に解明していくことを目標に，地層処分研究開発の基盤となる「地層科学研究」として（図1.3-1），岐阜県の東濃地域（東濃鉱山とその周辺地域）および岩手県の釜石鉱山において，地下坑道やボーリングを利用した総合的な試験研究（必要な調査解析技術の開発を伴う）を展開してきた。これによって得られた地下深部の岩盤や地下水に関する実測データなどを，全国規模での文献データと比較検討し，あるいは，理論解析や実験の結果とあわせて吟味することにより，わが国の地質環境の一般的な性質を検討した。

また，地質環境の長期安定性に関しても、将来における天然現象の発生の可能性や規模，地質環境への影響などを検討する観点から，とくに時間的・空間的な分解能の高い，定量的な情報の充実が必要である。そのため，地層科学研究のもうひとつの柱として，天然現象の活動の履歴やそれが地質環境へ与えた影響などを追跡することを目標に，各地域（対象とする天然現象の活動が典型的な地域やその地質学的な記録が良好に観察できるような地域）での事例研究や学術情報の整備などを進めてきた。前節で述べたように，わが国における天然現象は，その起こり方に，地域性，周期性あるいは継続性といった何らかの傾向を見いだし得るものであり，これは，現在の地質や地形に残された過去の痕跡を調べることによって，明らかにしていくことができる。

地球が誕生してからの約 46 億年の歴史については，必ずしも全容が解明されているとは言い難いが，最も新しい地質時代である第四紀（約 170 万年前から現在まで）については，比較的情報が豊富であり，また，調査を行うことによって，より精度の高い情報を得ることも可能である。地質環境の長期安定性に関する研究においては，第四紀－とくに，正確な情報の得やすい過去十万年～数十万年程度－における天然現象の活動の特徴やそれが地質環境に与えた影響などを，地形・地質学的な記録をもとに追跡し，これに基づき将来の変化やその影響の範囲などを検討した。

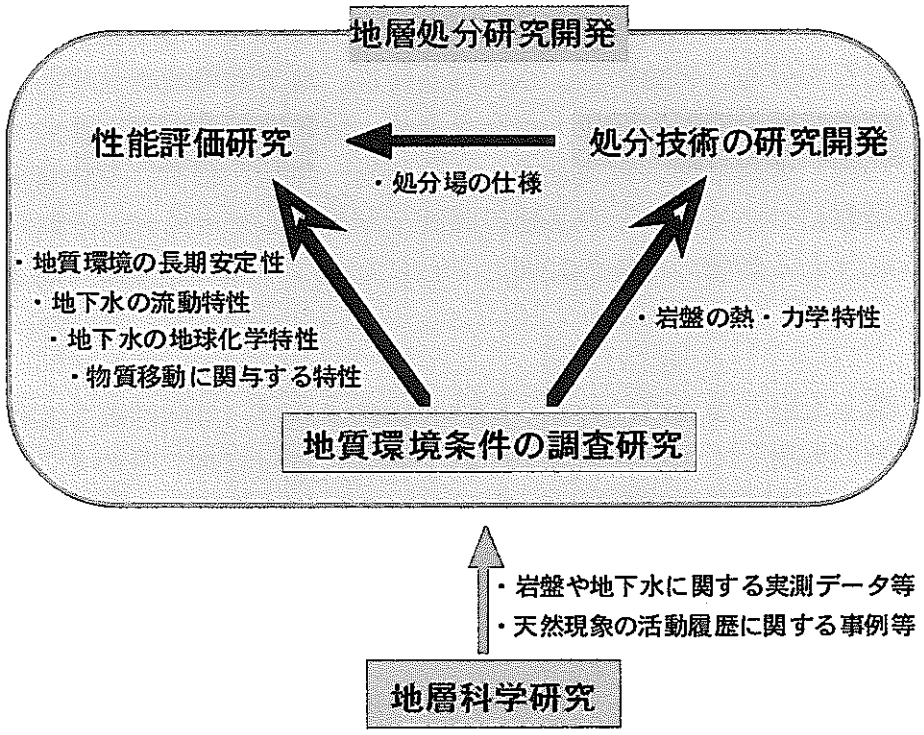


図 1.3-1 地層処分研究開発と地層科学研究

なお，地層科学研究は，わが国の地質環境に関する一般的な知見の整備や調査技術の確立を目指して進めており，処分候補地の選定のための調査とは明確に区別される。地層科学研究で得られた成果は，地層処分研究開発全般の基盤となるとともに，広く地球科学の発展に寄与することが期待される。

1.3.2 国による評価と課題の設定

1) 第1次取りまとめに対する国の評価

平成4年9月の「高レベル放射性廃棄物地層処分研究開発の技術報告書－平成3年度－」（動燃事業団，1992；本分冊では「第1次取りまとめ」と呼ぶ）において，地質環境条件の調査研究については，主に地球科学や土木工学の分野に蓄積されている情報を，地層処分の観点から整理し，国に報告した。

「高レベル放射性廃棄物地層処分研究開発の進捗状況について」（原子力委員会放射性廃棄物対策専門部会，平成5年7月20日）は，第1次取りまとめによって，「地球科学の分野において蓄積されている情報やデータに関し，地層処分の観点から将来必要となる地質環境情報を体系的に整備するとともに，地質環境データを精度よく収集するための調査技術・機器に関する開発の状況が調査されている。また，深部地質環境に関するデータについては，性能評価などに必要な情報として整備されつつあるが，実測データが一部に限られていることから，今後，さらにデータを収集していくことの必要性が明らかにされている。」とした上で，今後の課題として，「長期にわたる安全性の確保に重要な地質環境条件にさらに焦点を当て，地下深部における地質構造，地層・岩石の分布，岩盤物性，水理地質特性，地下水の地球化学特性などについて，調査・計測技術や機器の開発・改良を進め，信頼性の高いデータの充実を図る必要がある。一方，火成活動，地震活動，断層活動，隆起・侵食，気候変動，海面変化などの自然現象については，その活動の履歴を調査するとともに，それらが多重バリアシステムに与える影響の可能性に関しさらに評価することが重要である。」と述べている。

すなわち，第1次取りまとめに対する国の評価によって，方向性としては，第1次取りまとめまでに実施してきた各領域での調査研究をさらに押し進めること，より具体的には，必要な調査技術を整備して，実測データなどに基づく信頼性の高い情報の充実を図ることが，課題として示された。

2) 第1次取りまとめ以降の調査研究

国から示された上記の課題に応えるため，第1次取りまとめ以降は基盤となる地層科学研究を拡充し，地下深部の地質環境を高精度で調査するための技術・機器の開発を進めるとともに，それらを適用して地下水の動きや水質および岩盤の力学などに関する実測データの整備を進めてきた。とくに，地下水の動きや水質については，地下1,000m程度までの原位置での状態を高精度で計測する機器などの開発･改良およびその適用によるデータの取得を進めてきた。

また，火山・火成活動や地震・断層活動などの天然現象についても，関連する学術分野における最新の知見を整理するとともに，野外調査を主体とした事例研究を進め，活動の履歴や影響に関する情報の蓄積を図ってきた。

これらの研究成果については，適宜，関連する学会などに紹介するとともに，動燃技報や平成5年度年報，平成8年度年報（動燃事業団，1993，1994，1996）として取りまとめて公開してきた。

3) 第2次取りまとめの目標と課題

平成9年4月には，原子力委員会原子力バックエンド対策専門部会により，「高レベル放射性廃棄物の地層処分研究開発などの今後の進め方について」（原子力委員会，1997；本分冊においては「専門部会報告書」と呼ぶ）が報告され，**わが国における地層処分の技術的信頼性を示す**ことが第2次取りまとめの全体目標であること，これを達成するためには，1) 地層処分に適した地質環境の存在，2) 人工バリアや処分施設の技術的な実現性，3) 地層処分システムの長期的な安全性，を信頼性の高い情報に基づいて示していくことが，各研究開発分野の目標であること，が示された。また，これらに必要となる地質環境条件に関する情報を整備していくためには，地下深部の地下水および岩盤に関する実測データや具体的な知見を蓄積していくこと，さらには，地質環境に変化をもたらす可能性のある地震・断層活動，火山・火成活動，隆起・沈降・侵食，気候・海水準変動についても，精度の高い情報や知見の充実を図り，地質環境への影響を検討するとともに，重大な影響が及ばない地域がわが国にも十分に存在するという見通しを確認していくことが重要であると述べられている。

以上の専門部会報告書に示された研究開発の指針に基づいて，地質環境条件の調査研究においては，以下の2点を第2次取りまとめの大目標とした。

－深部地質環境に影響を及ぼす可能性のある天然現象について，地質学的記録などの情報を整理・吟味することにより，過去の活動に認められる傾向や地域性に基づいて将来の活動を類推し，地層処分にとって十分に安定な地質環境がわが国に存在する可能性を示す（**地層処分にとって安定な地質環境の提示**）。
－安定な地質環境を対象に，わが国の地質環境を幅広くとらえた上で，地球科学や土木工学などの分野に蓄積されている情報を整理・吟味し，また，東濃地域や釜石鉱山での研究によって得られる実測データとあわせて比較・検討することにより，地層処分にとって重要な岩盤および地下水の一般的な性質としてまとめる（**地層処分にとって重要な地質環境の特性の提示**）。

このような研究開発の目標を達成するために取り組むべき技術的重点課題として，専門部会報告書は以下のような項目を挙げている。

①地質環境の長期安定性に関する情報の整備

以下の天然現象の特徴や地質環境への影響に関連する情報の整備・充実と評価の基盤となる知見の整理を図る。

－地震・断層活動：活断層の活動履歴や活動様式および周辺の地質環境への影響の範囲や程度に関する情報の整備と地震動による地下水の流動や地球化学特性などへの影響の把握
－火山・火成活動：火山活動の規模，地域性，時間的変遷，機構および地熱系の分布

や熱源などに関する情報の整備と地質環境への熱的影響などの把握
－隆起・沈降・侵食：変動の規模，速度，地域性に関する情報の充実・整備とその規則性や機構に関する知見の整理
－気候・海水準変動：変動の形態や規模などに関する情報の整備と侵食や地下水流動などへの影響の把握

②地質環境の特性に関する情報の整備
深度1000m程度までを対象に，以下のデータの充実を図る。
－地質構造：岩石の性質や分布・連続性および断層破砕帯の特性などに関するデータの整備（地下水の流動・地球化学，岩盤の力学などの基盤情報として）
－地下水の流動：地下水の涵養量，岩盤の透水性，動水勾配の分布などに関するデータの整備（地下水の流量の把握とモデルの検討への反映）
－地下水の地球化学：化学組成や酸化還元電位などに関するデータの整備（水質形成機構などのモデルの検討に反映）
－岩盤の力学：物性，力学特性，応力分布などに関するデータの整備と坑道掘削による岩盤への影響の把握
－物質移動：空隙の構造や鉱物学的特徴に基づく物質移動の経路・様式，岩盤の吸着・遅延能力などに関する情報の整備（物質移行モデルの検討に反映）

③調査技術および関連機器の開発
深度1,000m程度までを対象に，地質環境への擾乱を最小限に抑えつつ信頼性の高いデータを取得するための調査手法や機器の開発・改良を進め，その技術的基盤を確立する。
－地下水調査技術の開発：孔間透水試験装置などの水理特性調査機器やパッカー式地下水サンプラーなどの地球化学特性調査機器を中心とした技術開発
－物理探査手法の技術改良：比抵抗・弾性波トモグラフィーやレーダー反射法など
－調査解析システムとしての確立：フィールドでの試験を通じた調査手法や機器の適用性の検討，得られたデータの品質や精度の確認，個々の機器や手法の組み合わせ

④ナチュラルアナログに関する情報の整備
ウラン鉱床などでの調査研究によって得られた成果に基づき知見を整理するとともに，性能評価のシナリオ，モデル，データの妥当性を示していく上での活用可能性を検討する。

なお，本分冊の第Ⅱ章～第Ⅴ章は，各々上記の①～④に対応している。

参考文献

動燃事業団（1992）：高レベル放射性廃棄物地層処分研究開発の技術報告書－平成3年度－「第2章　地質環境条件の調査研究」，PNC TN1410 92-081.

動燃事業団（1993）：動燃技報 No.85　高レベル放射性廃棄物の地層処分研究開発特集「地層処分研究 3. 地質環境調査研究」「地層科学研究」，PNC TN1340 93-001, pp.84-95, pp.127-183.

動燃事業団（1994）：地層処分研究開発の現状（平成5年度）「2-1 地質環境条件の調査研究」「〈参考〉地層科学研究の現状」，PNC TN1410 94-094, pp.7-39, pp.183-253.

動燃事業団（1994）：地層処分研究開発の現状（平成8年度）「2-1 地質環境条件の調査研究」「〈参考〉地層科学研究の現状」，PNC TN1410 96-071, pp.3-17, pp.231-334.

原子力委員会（1984）：放射性廃棄物処理処分方策について（中間報告），昭和 59年8月7日，原子力委員会　放射性廃棄物対策専門部会.

原子力委員会（1993）：高レベル放射性廃棄物地層処分研究開発の進捗状況について，平成5年7月20日，原子力委員会　放射性廃棄物対策専門部会.

原子力委員会（1994）：原子力の研究，開発および利用に関する長期計画，平成6年6年24 日，原子力委員会.

原子力委員会（1997）：高レベル放射性廃棄物の地層処分研究開発などの今後の進め方について，平成9年4月15日，原子力委員会　原子力バックエンド対策専門部会.

第11章

わが国における地質環境の長期安定性

第II章 わが国における地質環境の長期安定性

第I章で述べたように，わが国には地震・断層活動や火山活動などの天然現象が活発な地域があるため，地層処分においては，まず安定な地質環境を選んだ上で，そこに適切な多重バリアシステムを構築することが，安全確保の基本的な考え方である。地域を特定しない当面の研究開発においては，地層処分の長期的な安全性を確保する上で十分に安定な地質環境がわが国にも存在し得ることを，科学的な根拠をもって示すことが期待されている。地質環境の長期安定性に関する研究においては，地層処分の場としての地質環境に重要な変化をもたらす可能性のある天然現象に着目して，それらの将来における活動の可能性や規模および影響の程度や範囲などを，過去の地質学的な記録などに基づいて検討することが課題となる。

地質環境の長期安定性にとって重要な天然現象については，関連する地球科学の分野に多くの研究成果が蓄積されているため，第1次取りまとめにおいては，それらの中から参考とすべき情報や知見を抽出・整理し，各天然現象のわが国における特徴についての概略を取りまとめた。その結果，わが国における天然現象の活動にはそれぞれ規則性が認められ，これに基づき将来の変化を検討し得るとの見通しが得られた。第1次取りまとめ以降は，地質環境の長期安定性を確保できる地域がわが国にも十分に存在することを，より具体的に示すため，最近の学術研究に基づく知見の整理や野外調査，年代測定などを主体とする事例研究を通じて，過去から現在までの天然現象の活動履歴および地質環境へ与えた影響に関する情報の整備を進めてきた。また，得られた情報をもとに各天然現象の活動の傾向や規則性を明らかにし，これに基づき将来における発生の可能性や変動の規模および影響を検討した。

本章では，地質環境の長期安定性に関する研究の成果を，主に第1次取りまとめ以降を中心にまとめる。まず，2.1 節で地質環境の長期安定性に関する研究の対象とすべき天然現象と将来における天然現象の活動を予測的に評価するに当っての基本的な考え方を整理する。さらに，天然現象が起こる場としての日本列島のテクトニクスの変遷を，地球科学における最新の知見に基づき 2.2 節で検討する。その上で，2.3 節以下，各天然現象ごとに，わが国における活動の特徴と地質環境への影響に視点を置いて，調査研究の内容と成果を整理する。

2.1 地質環境の長期安定性に関する研究

2.1.1 地質環境の長期安定性に影響を及ぼす天然現象

地質環境の長期安定性に影響を与える可能性のある天然現象については，地層処分のサイト選定や性能評価に際し，重要な変動要因として考慮すべき項目に抜け落ちがないことを確認する観点から，国際的な議論を踏まえて，IAEA などが網羅的なリストを作成している（IAEA, 1985；IAEA, 1994）。また，各国においても，自国の地質

構造的な特徴や自然環境条件を考慮して，検討の対象とすべき天然現象を抽出している（USDOE, 1982；AECL, 1994；Nagra, 1985；SKB, 1994など）。例えば，高緯度に位置する欧米諸国では，1万～数万年後の将来における氷河の形成を想定しており（例えば，SKI, 1995），米国のユッカマウンテンでは火山活動の評価に重点が置かれている（例えば，NRC, 1995）。

わが国は変動帯に位置しており，安定大陸にある欧米諸国に比べて，地震・断層活動，火山・火成活動，隆起・沈降・侵食が活発である。このうち，火山の噴火や断層活動のように突発的に起こる現象は，地質環境に破壊的な影響を与える可能性があるため，地層処分の実施に際しては，これらの重大な影響を被らないような場所を選ぶことが重要となる。一方，地盤の広域的な隆起・沈降や侵食は，比較的ゆっくりと進む現象であるが，長期間にわたって累積するため，変動の程度やその影響を時間スケールとの関係で把握することが必要となる。また，わが国は中緯度の比較的温暖な地域にあるため，氷期においても大規模な氷河が発達することはないと考えられるが，気温や降水量の変化による地下水流動や侵食への影響，あるいは海水準変動に伴う海岸部での塩水と淡水の分布状態の変化などが想定される。

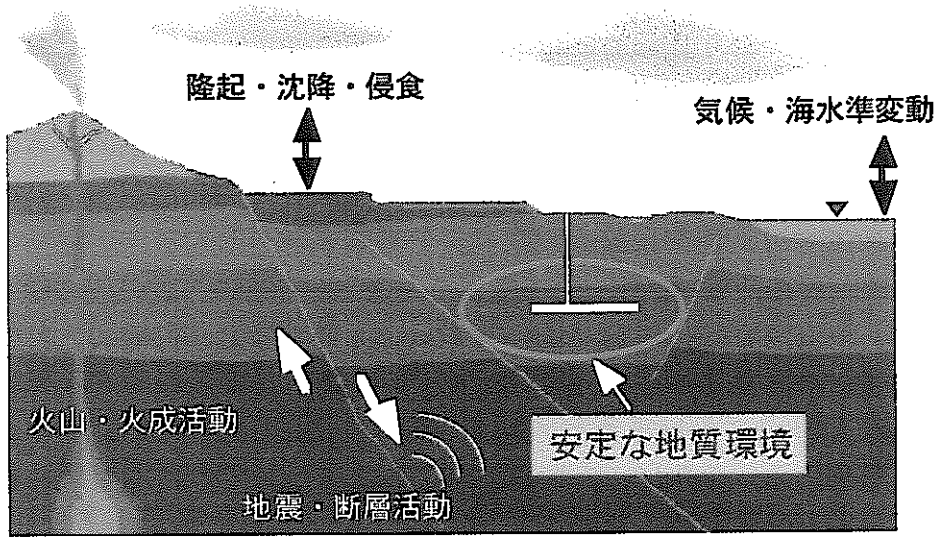


図 2.1-1 地質環境の長期安定性にとって重要な天然現象

以上のように，わが国における地質環境の長期安定性に関連する重要な天然現象について，各国の例やわが国の特徴を踏まえて検討した結果，①地震・断層活動，②火山・火成活動，③隆起・沈降・侵食，④気候・海水準変動が抽出された（図2.1-1）。なお，上述の国際機関や諸外国の例をみても，これら4つが基本的な項目となっている。これら以外の天然現象として，岩塩層のダイアピリズム（岩塩が周囲の岩石よりも比重が小さく塑性流動しやすいため，割れ目などに沿って上昇する現象）や巨大隕

石の落下が挙げられている例もあるが，前者はわが国には存在しないこと，後者は稀頻度である上（Goodwin et al., 1994；清水・石丸，1993），地球規模で生物圏に壊滅的な影響を与える現象であることにより，わが国における地質環境の長期安定性の検討対象からは除外した。なお，本章における地質環境の長期安定性の検討は，処分場の閉鎖後（人間の管理を終了した以降）の段階を対象としており，処分場の建設・操業時においては，種々の自然災害に対して他の原子力施設と同様の対策が必要である。

2.1.2 将来における天然現象の予測的評価

将来における天然現象の活動を予測的に評価するための基本的な手法は，過去を踏まえた外挿である。各天然現象の過去における活動様式や変動の規模あるいはそれらの時間的・空間的な変化を理解することにより，過去から現在に継続する変化の延長として将来の姿が類推される。

わが国においては，天然現象の活動が活発である分，関連する情報や知見も豊富であり，地球科学の分野に多くの研究成果が蓄積されている。このような地球科学の知見やそこで用いられている手法を活用することにより，現在の地質や地形に残された天然現象の活動履歴を追跡することができる。これにより，過去から現在までの活動の中に一定の傾向や規則性を見いだすことができれば，これに基づき将来における天然現象の発生の可能性や変動の規模などを推測することは可能である。その際，各天然現象の活動様式が時代や地域によって異なることを十分に認識し，適切な時間スケールと空間スケールで現象をとらえることが重要である。より長期的な将来を評価の対象とする場合には，その拠り所とすべき過去の活動についても，より大きな時間・空間スケールでとらえることが必要となる。また，時間スケールが長くなるにしたがって，評価に伴う不確実性が大きくなることにも留意が必要である。

地層処分の安全評価期間については，地質環境の長期安定性のみならず，人間環境の長期的な変化や放射性廃棄物の特性との関係で検討していく必要があり，現在のところ具体的な数字は設定されていない。ただし，地質環境の長期安定性に関する時間スケールについては，第2次取りまとめに向けた研究の進め方として，専門部会報告書は「過去数十万年程度」の地質学的な記録をもとに，「将来十万年程度」の推論が可能との目安を与えている。約 46 億年に及ぶ地球の歴史の中で，最も新しい地質時代である第四紀（約 170 万年前～現在）について，とくに最近の数十万年程度については，天然現象の活動の痕跡が比較的良好に現在の地質や地形に保存されており，年代に関する情報も豊富である。また， 過去数十万年程度においては，各天然現象の活動の場となる日本列島のテクトニクスも，概ね定常的な状態にあると考え得る。

わが国における地震・断層活動，火山・火成活動，隆起・沈降などの天然現象は，日本列島周辺におけるプレートの配置やその運動などに関連して起こっており，次節

2.2 に述べるように，日本列島のテクトニクスの場において，天然現象の活動様式や変動速度などの変化は，数十万年～数百万年という地質学的な時間の中で，ある一定の傾向を保ちつつ進行していくものと考えられる。これにしたがえば，将来十万年程度における天然現象の活動を評価するに際しては，過去数十万年程度における活動の様式や変動傾向が，同様に継続していくとみなすことが妥当と考えられる。その際，地域によるテクトニクスの特徴を十分に理解し，対象とする天然現象に応じて，地域ごとに評価の根拠となる具体的な情報や評価の結果に伴う不確実性を吟味していく必要がある。

なお，2.3 節以下では，日本列島全体を視野に入れ，また，十万年程度の将来を評価することに目安を置いて，各天然現象の活動の履歴や地質環境への影響の程度などに関し，現在までに得られた主要な知見を整理する。個々の地域を具体的に評価する場合や十万年程度を超える将来の評価を要する場合には，それぞれに見合った時間・空間スケールで現象をとらえ吟味することが必要となるが，ここで示す知見はその際の拠り所としても活用し得るものと考える。

参考文献

AECL (1994)：Environmental Impact Statement on the Concept for Disposal of Canada's Nuclear Fuel Waste, AECL-10711, COG-93-1.

Goodwin,B.W., McConnell,D.B., Anres, T.H., Hajas,W.C., LeNeveu,D.M., Melynk,T.W., Sherman,G.R., Stephens,M.E., Szekely,J.G., Bera,P.C., Cosgrove,C.M., Dougan,K.D., Keeling,S.B., Kitson,C.I., Lummen,B.C., Oliver,S.E., Witzke,K., Wojoiechowski,L. and Wikjord,A.G. (1994): The Disposal of Canada's Nuclear Fuel Waste: Postclosure Assessment of a Reference System, Appendix F, AECL-10717, COG-93-7.

IAEA（1985）：Safety series No.68：Procedures and Data, Performance Assessment for Underground Radioactive Waste Disposal Systemes

IAEA（1994）：Safety series No.111-G-4.1：Siting of geological disposal Facilities, A Safety Guide, A Publication within the RADWASS Programme.

NAGRA (1985)：Project Gewähr 1985, NGB 85-01/09, Nagra, Wettingen, Switzerland.

NRC (1995)：Technical Bases for Yucca Mountain Standards, National Research Council, National Academy Press, Washington, D.C.

SKI (1995)：The central scenario for SITE-94: Aclimate change scenario. SKI Report 95: 42

SKB (1994)：RD&D-Programme92 Supplement, Treatement and final disposal of nuclear waste, Supplement to the 1992 programme in response to the government decision of December 16, 1993.

清水和彦・石丸恒存（1993）：地層科学研究 5.地質環境の安定性に関する研究, 動燃技報No.85; 高レベル放射性廃棄物の地層処分研究開発特集, PNC TN1340 93-001, pp.166-172.

USDOE (1982)：10CFR Part960; Nuclear Waste Policy Act of 1982; General Guidlines for the Recommendation of Sites for the Nuclear Waste Repositories, U.S.Department of Energy

2.2 日本列島のテクトニクス

2.2.1 日本列島および周辺海域のプレート運動

日本列島およびその周辺海域は，太平洋プレート，フィリピン海プレート，ユーラシアプレート（アムールプレート），北米プレート（オホーツクプレート）の境界部に位置する。このうち，太平洋プレートは千島海溝～日本海溝～伊豆－小笠原海溝から北海道，東北日本の下に，フィリピン海プレートは相模トラフ～南海トラフから関東～西南日本の下に沈み込んでいる。瀬野（1993）は，プレート運動モデル（DeMets et al., 1990）によって現在の日本列島周辺のプレート間の相対速度を計算している。これによると千島～日本海溝での太平洋プレート・北米プレートの相対速度は，8.4～8.7cm/年，日本海東縁での北米プレート・ユーラシアプレートの相対速度は 0.7～1.1cm/年である。また，ユーラシアプレート・フィリピン海プレートの相対速度は 3.1～7cm/年，太平洋プレート・フィリピン海プレートは 6～2cm/年である（図 2.2-1）。

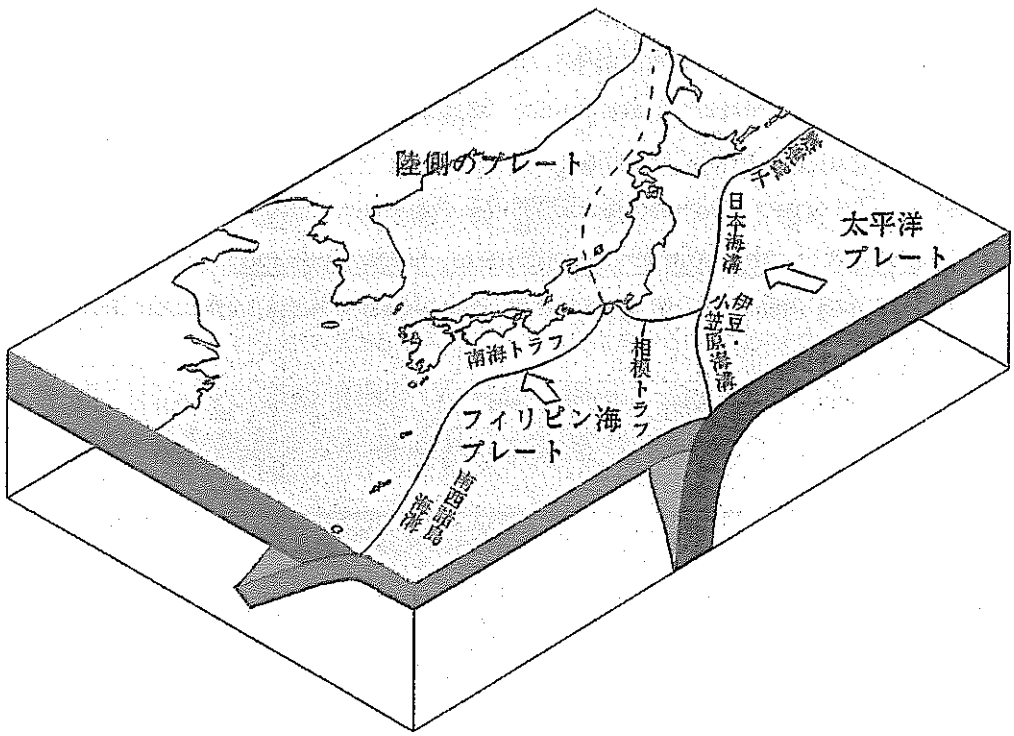


図 2.2-1 日本列島とその周辺のプレート

図中の矢印は，陸側のプレートに対する各プレートの相対運動を示す。日本海東縁部（図中の点線）に沿って，プレート境界があるとする説が出されている。（地震調査研究推進本部地震調査委員会編，1997）

千島弧，東北日本，伊豆－小笠原弧に沈み込んでいる太平洋プレートは，ジュラ紀～白亜紀に形成されたものである。現在の太平洋プレートは，ほぼ東西方向に沈み込んでいることから，千島弧では斜め沈み込みに，東北日本弧では直交沈み込みになっている。太平洋プレートの運動は，Jackson et al.（1975）がハワイ火山列の火山の位置

（キラウエア火山からの距離）と年代から約42 Ma以降の運動方向と速度を計算している。これによると，プレートは一定方向に移動したのではなく，東西方向から南南東－北北西方向の間を時計回りあるいは反時計回りに，その方向を変化させている。15 Ma以降に方向変換が生じた時期は，2.6，5.8，10.6，14.0 Maと推定されている。また，その速度は42 Ma以降，ほぼ一定であるが，最近1.3 Ma以降，増加している。これに対して，Cox and Engebretson（1985），Pollitz（1986）は，太平洋のホットスポットによる火山列の位置から，太平洋プレートは15Ma以降ほぼ一定の運動を続けていたが，5～2.5Ma頃に時計回りに運動方向が変化したため，日本列島に対する沈み込み速度が相対的に増加したことを指摘している。

フィリピン海プレートは，九州・パラオ海嶺によって四国海盆とフィリピン海盆に分けられる。西南日本弧に沈み込んでいる四国海盆は前・中期中新世に，琉球弧に沈み込んでいるフィリピン海盆は始新世に拡大・形成された縁海である。現在のフィリピン海プレートはほぼ北西方向に沈み込んでいることから，西南日本弧では斜め沈み込みに，琉球弧では直交沈み込みになっている。四国海盆の形成後からフィリピン海プレートは北向きに沈み込みを開始した（Seno and Maruyama, 1984；西村・湯浅, 1991）が，後期中新世には沈み込みが停止していたという考えもある（Uto, 1989）。その後，フィリピン海プレートは，北西方向に沈み込みを再開した。北西方向の沈み込みの開始時期は，潜り込みスラブの長さとプレートの収斂速度の関係（Kobayashi and Isezaki, 1976；松原, 1980），南海トラフの南側でのタービタイトの堆積年代（Seno and Maruyama, 1984），西南日本外縁隆起－前弧海盆帯の地質構造の形成時期（杉山, 1991）などから約6 Ma以降と推定されている。また，6 Ma以降の沈み込み速度と方向は，現在とほぼ同じである（図2.2-2）。

2.2.2 ネオテクトニクス

現在のテクトニクスに本質的に連続する期間のテクトニクスは，ネオテクトニクスと呼ばれている（地学団体研究会編，1996）。上述のプレートの運動史に基づけば，わが国におけるネオテクトニクスの開始は，概ね中新世末期～鮮新世とみなすことができ，大局的には数百万年前頃からの変動のパターンが現在にも継続していると考えられる。ただし，一部の地域では鮮新世以降にもテクトニクスの変化が認められている。例えば，沖縄トラフ，マリアナトラフでの背弧海盆の拡大（木村ほか，1985；西村・湯浅，1991）や丹沢，伊豆などの小陸塊の衝突（平，1990；1998）などがこれらに相当する。しかしながら，過去の背弧海盆の形成や島弧の衝突などをみる限り，それらが開始してから終了するまでに百万年以上の期間を要している（例えば，Jolivet et al., 1994；Kimura, and Tamaki，1986；Seno and Maruyama，1984；湯浅，1991；瀬野，1986；木村ほか，1986）。

プレートの配置やその相対運動が支配する日本列島のテクトニクスの場において，

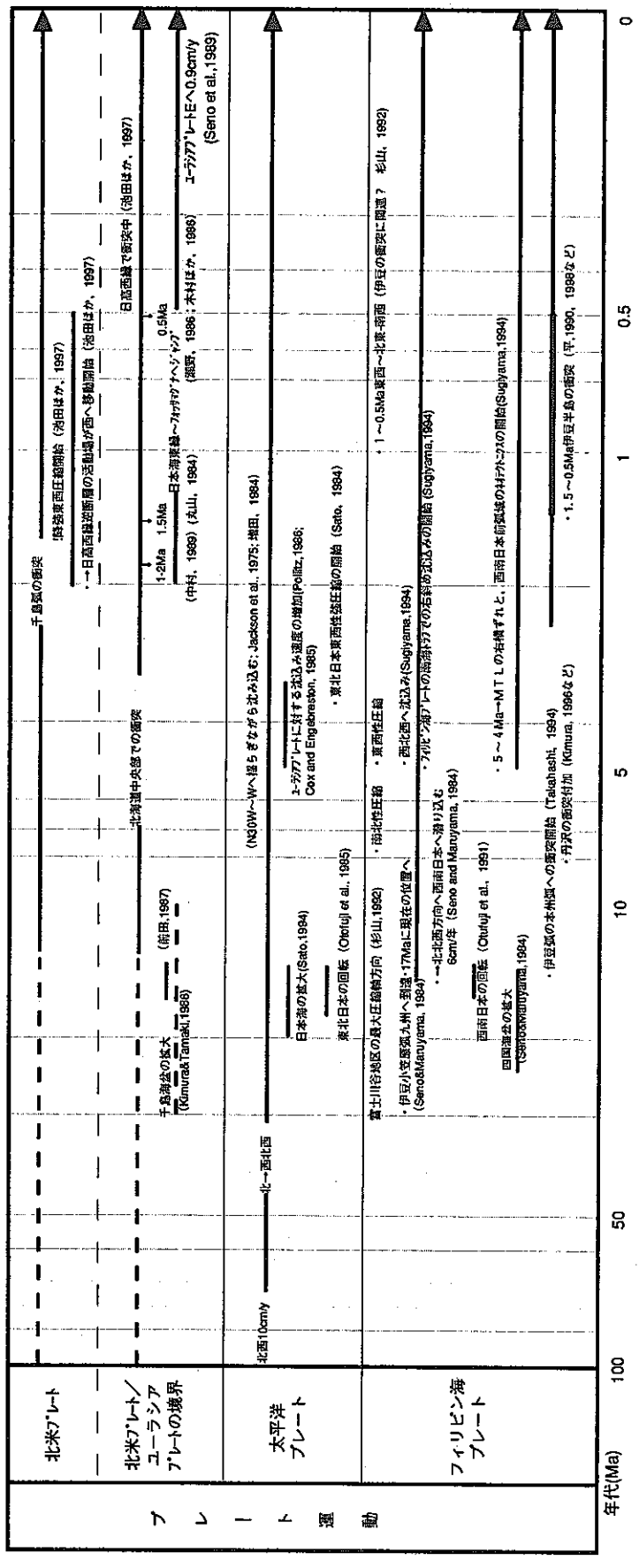


図 2.2-2 日本列島周辺のプレートの相対運動と主要なイベント

天然現象の活動は，数十万年～数百万年という地質学的な時間の中で，ある一定の傾向を保ちつつ進行し，あるいは変化していくものと考えられる。これにしたがえば，将来十万年程度における天然現象の活動を評価するに際しては，過去数十万年程度における活動の様式や変動傾向が，同様に継続していくとみなすことが妥当と考えられる。その際，地域によるテクトニクスの特徴を十分に理解し，対象とする天然現象に応じて，地域ごとに評価の根拠となる具体的な情報や評価の結果に伴う不確実性を吟味していく必要がある。

参考文献

Cox, A. and Engebreston, D. (1985) : Change in motion of Pacific plate at 5 Myr Bp. Nature, 313, p.472-474.

DeMets, C.R., Gordon, R.G., Argus, D. and Stein, S. (1990) : Current plate motion. Geophys. Jour. Inter., 101, p.425-478.

長谷義隆・岩内明子（1993）：内陸堆積層の分布高度から求めた中部九州地溝帯沈降域の変位．地質学論集，41, p. 53-72.

池田安隆・東郷正美・今泉俊文・佐藤比呂志・平川一臣(1997) : 北海道の主要活断層の高精度マッピングとアクティブ・テクトニクスに関する知見．日本地震学会講演予稿集，1997, NO2, C57.

Jackson, E. D., Shaw, H. R. and Barger, K. E.(1975) : Calculated geochronology and stress field orientations along the Hawaiian chain. Earth and Planetary Science Letters, 26, p.145-155.

地震調査研究推進本部地震調査委員会編（1997）：日本の地震活動－被害地震から見た地域別の特徴－，財団法人　地震予知総合研究振興会.

Jolivet, L., Tamaki, K. and Fournier, M.(1994) Japan Sea, opening history and mechanism:A synthesis. Jour. Geophy. Res., 99, p.22,237-22,259.

Kimura, G.(1996) : Collision orogeny at arc-arc junctions in the Japanese Islands. Island Arc, 5, p.262-275.

Kimura, G. and Takmaki, K.(1986): Colligion, rotation and back arc spreading: the case of the Okhotsk and Japan Seas. Tectonics, 5, p.389-401.

木村政昭・伊勢崎修弘・吉川雅英・石原丈実（1985）：沖縄トラフ中部の地磁気異常．地学雑誌，94; p.16-29

木村　学・木川栄一・玉木賢策（1986）アムールプレートと日本列島－50万年以降のアジア大陸東部－．月刊地球，8，p.716-724.

Kobayashi, K. and Isezaki, N. (1976) : Magnetic anomalies in the Sea of Japan and Shikoku Basin: possible tectonic implications. In The Geophysics of the Pacific Ocean Basin and its Margin. Geophys. Monogr. Amer. Geophys. Union, 19, 235-252.

前田仁一郎（1987）：日高帯の第三紀深成岩類の同位体年代の検討－現状と今後の課題－．日本地質学会第94年学術大会講演要旨, 219.

丸山茂憲（1984）：北米・ユーラシアプレート境界の歴史．月刊地球，6，p.29-37.

増田富士雄（1984）：プレート運動が支配する堆積盆の消長．鉱山地質，34，pp.1-20.

松原幸夫(1980) : 伊豆半島とフィリピン海プレート．　月刊地球，2，p.157-163.

中村一明（1989）：火山とプレートテクトニクス，東大出版会，323p.

西村　昭・湯浅真人(1991)：伊豆・小笠原弧のスミスリフト－海洋性島弧における背弧リフトの形成の一例－．地球科学, 45(5), p.333-344.

Otofuji, Y., Matsuda, T. and Noda, S. (1985)：Paleomagnetic evidence for Miocene counter-

clockwise rotation of Northeast Japan- Rifting process of the Japan arc. Earth Planet Sci. Lett., 75, pp.265-277.

Otofuji Y., Itaya, T. and Masuda T.(1991) : Rapid rotation of southwest Japan - Paleamagnetism and K-Ar ages of Miocene volcanic rocks of southwest Japan. Geophys. J. Int., 105, p.397-405..

Pollitz, F. F. (1986) : Pliocene change in Pacific-plate motion. Nature, 320; p.738-741

Sato, H. (1994) : The relationship between late Cenozoic tectonic events and stress field and basin development in northeast Japan. Jour. Geophys. Res., 99; p.22261-22274

瀬野徹三（1993）：日本近海のプレート運動と地震．科学，63，p.711-719.

Seno, T., Ogawa, Y. Tokuyama, H. Nishiyama, E. and Taira, A. （1989）:Tectonic Evolution of the Triple Junction off Central Honshu for the Past 1 Million Years, Tectonophysics, 160, p.91-116.

Seno, T. and Maruyama, S. (1984) : Paleogeographic reconstruction and origin of the Philipine Sea. Tectonophisics, 102, p.53-84.

杉山雄一(1991)：第二瀬戸内海の右横ずれ沈降盆地－大規模横ずれ断層の活動領域移動に伴う沈降盆地の変遷モデル－． 構造地質，no.36， p.99-108.

杉山雄一（1992）：西南日本前縁弧域の新生代テクトニクス－静岡地域のデータを中心にして－．地調月報，43，p.91-112.

Sugiyama, Y. (1994) : Neotectonics of Southwest Japan due to the right-oblique subduction of the Philippin Sea plate. Geofisica International, 33, 1; p.53-76

平 朝彦(1990)：日本列島の誕生．岩波新書 148，226p.

平 朝彦（1998）：造山帯と大陸の成長．岩波講座地球惑星科学 １３地球進化論（平朝彦ほか 編），p.155-258.

Takahashi, M.(1994) : Miocene lateral bending of central Japan - Intra-arc deformation at arc-arc collision zone-. Bull. GSJ, 45, p.477-495.

湯浅真人（1991）：伊豆・小笠原弧の地学現象にみられる南北対立はなぜ生じたか．地学雑誌，100，458-463.

Uto, K.(1989) : Neogene volcanism of southwest Japan: its time and based on K-Ar dating. Unpubl. Ph.D. Thesis, Univ. Tokyo, 184p.

2.3 地震・断層活動

地震・断層活動が地層処分システムに影響を及ぼすものに，地層処分システムを横断する断層の数十 cm 以上に及ぶずれ変位（ある断層面単独の変位）の結果生じるせん断破壊などによる力学的な作用、酸化的な地下水の地下深部への侵入や地下水の急激な地表への上昇などによる水理学的，地球化学的作用などが考えられる。これらの作用が，地層処分システムの健全性を損なう可能性が高い場合には，これらの影響から処分システムを回避する必要がある。一方，地震に関しては，想定される最大規模の地震を考慮した地層処分システムの設計を行うことを基本とする。

このため，現在の断層活動の特性と，断層活動による影響の程度およびその範囲を把握すること，将来の断層活動の場とその影響範囲について示すことが重要な課題となる。「2.3 地震・断層活動」では，我が国における地震・断層活動の特徴から，将来の活動を検討するとともに，釜石鉱山等における観測事例をもとに，地質環境に与える影響を取りまとめた。

2.3.1 わが国における断層活動

わが国の過去の主な地震は断層活動によるものであり，それらのうち明治以降に発生し，内陸浅所に震源を持つ大地震は，地表付近の地形・地質に変形・変位を伴った（表 2.3-1）。このような地震や変位を引き起こした活断層は，最近の地質時代において繰り返し活動し，将来再活動する可能性が高い。したがって，活断層は，地下 1 km 以浅の地質環境に大きな影響を与える可能性があり，地層処分においては特に留意する必要がある。ここでは，活断層の活動履歴と分布，活動の規則性や地域性などを見出すことにより，将来の活動性を推定する手法について検討する。

1) 活断層の活動履歴

(1) 断層活動の累積性

断層活動による変位の向きと変位量および変位の基準となった地形や地質の年代との関係から，阿寺断層や中央構造線では，少なくとも過去数十万年にわたり変位が累積し，古い地形ほど変位が累積している（Sugimura et al., 1965；岡田，1973）。また，現在確認されている主な活断層の平均変位速度は，0.01～10m/千年の範囲で，活断層の変位の向きと速度は，過去数十万年以上の間大きく変化していない（図 2.3-1）。この様に，我が国の断層活動は，少なくとも過去数十万年間，一定の変位の向きと同様の速度をもって継続してきたといえる。

(2) 活動の継続性

地層処分の観点から，長期的時間軸で検討するため，断層活動の変化が確認できる新第三紀鮮新世（6Ma～1.6Ma）以降の断層の活動履歴およびプレートテクトニクスに関する情報から，現在の活動が開始した原因と時期について述べる。

表2.3-1 内陸の主な被害地震に対応する地表地震断層（松田、1998）

	Earthquakes	M(JMA)	Main surface fault (Length,km)	Pre-existing active fault	Long-term slip-rate
1891	Nobi	8.0	Neodani(80)	Neodani	A-B
1894	Shonai	7.0	—	Kannonji	B
1896	Riku-u	7.2	Senya(36)	Senya	B
1900	Miyagiken-hokubu	7.0	—	(unknown)	—
1909	Gono	6.8	—	Yanagase	B
1914	Akita-senpoku	7.1	—	(unknown)	—
1914	Sakurajima	7.1	—	West-Kagosima Bay	—
1925	Kitatajima	6.8	Tai?	(unknown)	—
1927	Kita-Tango	7.3	Gomura(22)	Gomura	B-C
1930	Kita-Izu	7.3	Tanna(32)	Tanna	A
1931	Nishi-Saitama	6.9	—	Kushibiki	C
1939	Oga	6.8	Sarukawa?	Sarukawa	B
1943	Tottori	7.2	Shikano(12)	Shikano	—
1945	Mikawa	6.8	Fukozu(20)	Fukozu	C
1948	Fukui	7.1	Fukui(25)	Fukui	B
1961	Kitamino	7.0	—	Hatogayu	C
1974	Izuhanto-oki	6.9	Irozaki(5.5)	Irozaki	B
1984	Naganoken-seibu	6.8	—	(unknown)	—
1995	Hyogoken-nanbu	7.2	Nojima(9)	Nojima	A-B

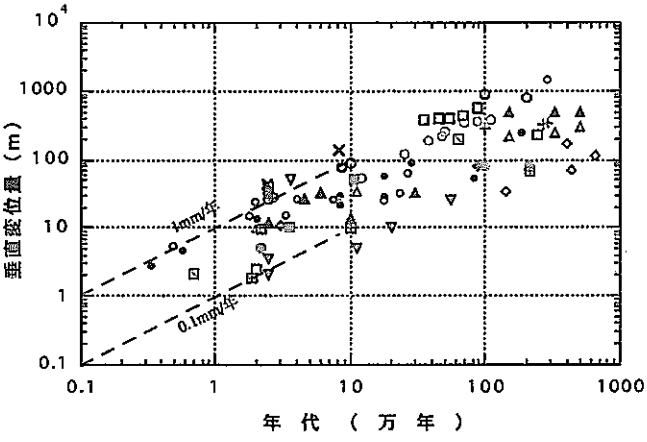
内陸の主な被害地震（1885-1996，M≧6.8，深さ≦20km）に対応する地表地震断層と活断層。

Mは気象庁発表のマグニチュード。

平成11年4月21日
第2次取りまとめ第2ドラフト分冊1

凡例

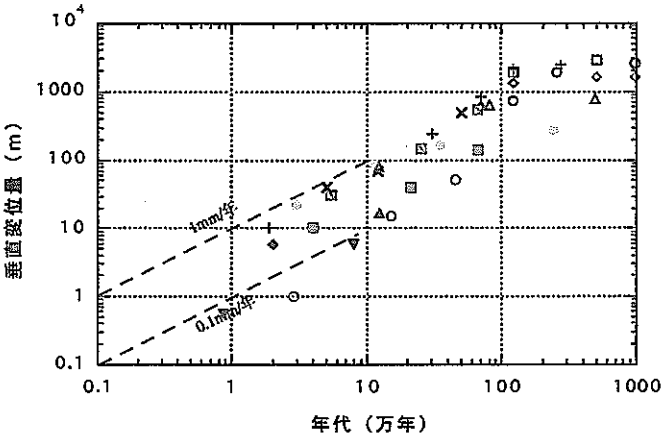
- 阿寺断層（岡田，1980a）
- 堅田断層（松田，1988）
- 猪投-境川断層（中山）
- 養老断層（中央部）（須貝ほか，1997）
- 養老断層（南部）（戸田ほか，1997）
- 大阪高断層（岩淵ほか，1997）
- 布施断層（奈良盆地）（奥村ほか，1997）
- 金剛断層北部（佐竹ほか，1998）
- 山田（金剛北）断層（佐竹ほか，1997）
- 殿田断層（丹波）（植村，1988）
- 有馬-高槻構造線（寒川，1978）
- 上町断層（藤田，1986）
- 呉羽山断層（富山）（富山県，1997）
- 長尾断層（四国）（香川県，1997）
- 根尾谷断層（粟田，1998）
- 糸魚川静岡構造線（鈴木，1990）（岡田，1986）
- 野島断層（竹村ほか，1997；荒井ほか，1998）
- 花折断層（吉田，1995）
- 屏風山断層（北部）（陶土団体研究グループ，1994）
- 屏風山断層（南部）（陶土団体研究グループ，1994）
- 清内路断層（活断層研究会，1991）
- 跡津川断層（竹村ほか，1984）
- 岡村断層（中央構造線）（岡田，1980b）
- 石鎚断層（中央構造線）（岡田，1980b）



西南日本内帯の主な活断層の垂直変位量と年代との関係

凡例

- 能代衝上断層（Awata et al.，1985）
- 北由利衝上断層（Awata et al.，1985）
- 仁賀保断層（Awata et al.，1985）
- 申川断層（Awata et al.，1985）
- 酒田衝上断層（粟田ほか，1997）
- 庄内断層帯（Awata et al.，1985）
- 津軽山地西縁断層帯（青森県，1997）
- 浪岡撓曲（青森県，1997）
- 平館断層（吾妻，1995）
- 双葉断層（福島県，1998）
- 折爪断層（青森県，1998a）
- 入内断層（青森県，1998b）
- 長町-利府線（Awata et al.，1985；活断層研究会編，1991）



東北日本の主な活断層の垂直変位量と年代との関係

図 2.3-1 主な活断層の垂直変位量と年代値との関係

第三紀末～第四紀以降，おおむね0.1～1mm/年で古い地形や地層ほど変位（垂直変位）量が累積している。主な引用文献は凡例に示している。

わが国のほとんどの地域は，6Ma 以降プレートの相対運動による圧縮場にあり，活断層はプレートの動きや変化を間接的に受けている。東北日本は，5～2.5Ma 頃の太平洋プレートの運動の変化（Pollitz, 1986）をきっかけとして，主に東西性の圧縮場におかれ，北由利断層系では 3.5Ma 頃（粟田，1988）から逆断層が活動を開始したとされる。大まかに東北日本では，日本海側で開始時期が古く，奥羽脊梁山脈側で若い傾向にあり（粟田，1988），奥羽山脈の西側の横手盆地東縁断層帯は約 2.4Ma 頃（佐藤・平田，1998），奥羽山脈東縁では約 0.5Ma 頃（粟田，1988）から現在の活動を開始したと考えられる。一方，西南日本は，5Ma 頃のフィリピン海プレートの運動の変化（Sugiyama, 1994）をきっかけに，0.5Ma 頃（藤田，1993）に現在と同様の断層活動が開始したとされている。伊豆半島北部では，第四紀に伊豆半島の衝突によって広域応力場が変化し，わが国の中でも特異であるが，約 30 万年程度，同様の断層活動が継続している（Ito et al., 1989）。

以上のように，我が国の活断層の現在の活動は，プレート相対運動の変化を原因として，東北日本では 3.5Ma～0.5Ma，西南日本では 5Ma～0.5Ma 頃から開始したと考えられる。また，前述したように，過去数十万年間はプレート相対運動の大きな変化がなく，プレートテクトニクスからは将来もプレートの相対運動に大きな変化は想定されないことから（2.2 章参照），広域地殻応力場は変化しないと推定される。これらのことから，地層処分において活断層を定義する場合は，数十万年前以降に繰り返し活動し地下数百 m 以浅で数十 cm 以上変位した断層とすべきである。

(3) 活断層の地域性

以下では，個々の活断層の分布の偏在性および変位のタイプの地域性と，その原因について検討する。

まず最初に，活断層の分布について検討する。全国を対象とした活断層の分布図として，「新編日本の活断層」（活断層研究会編，1991），「日本第四紀地図（Ⅰ地形・地質・活構造図）」（日本第四紀学会編，1987），地質調査所発行の「50 万分の 1 活構造図」（寒川ほか，1987 など）がある。これらは，活断層の認定方法が異なる。「新編日本の活断層」では，第四紀以降繰り返し活動したと考えられる断層を活断層と認定している。「日本第四紀地図（Ⅰ地形・地質・活構造図）」では，第四紀後期に活動した断層を活断層とし，第四紀前期に活動した断層を前期断層として，それぞれ図示している。また，「50 万分の 1 活構造図」では，第四紀後期に繰り返し活動した断層を活断層とし，第四紀以降に活動した第四紀断層と区別している。以下では，上述したように過去の期間を数十万年間とし，活断層マップワーキンググループ（1999）による「1/25,000 日本の活断層（仮称）」（図 2.3-2）をもとに検討を行う。「1/25,000 日本の活断層（仮称）」は，空中写真判読によって，過去数十万年間に活

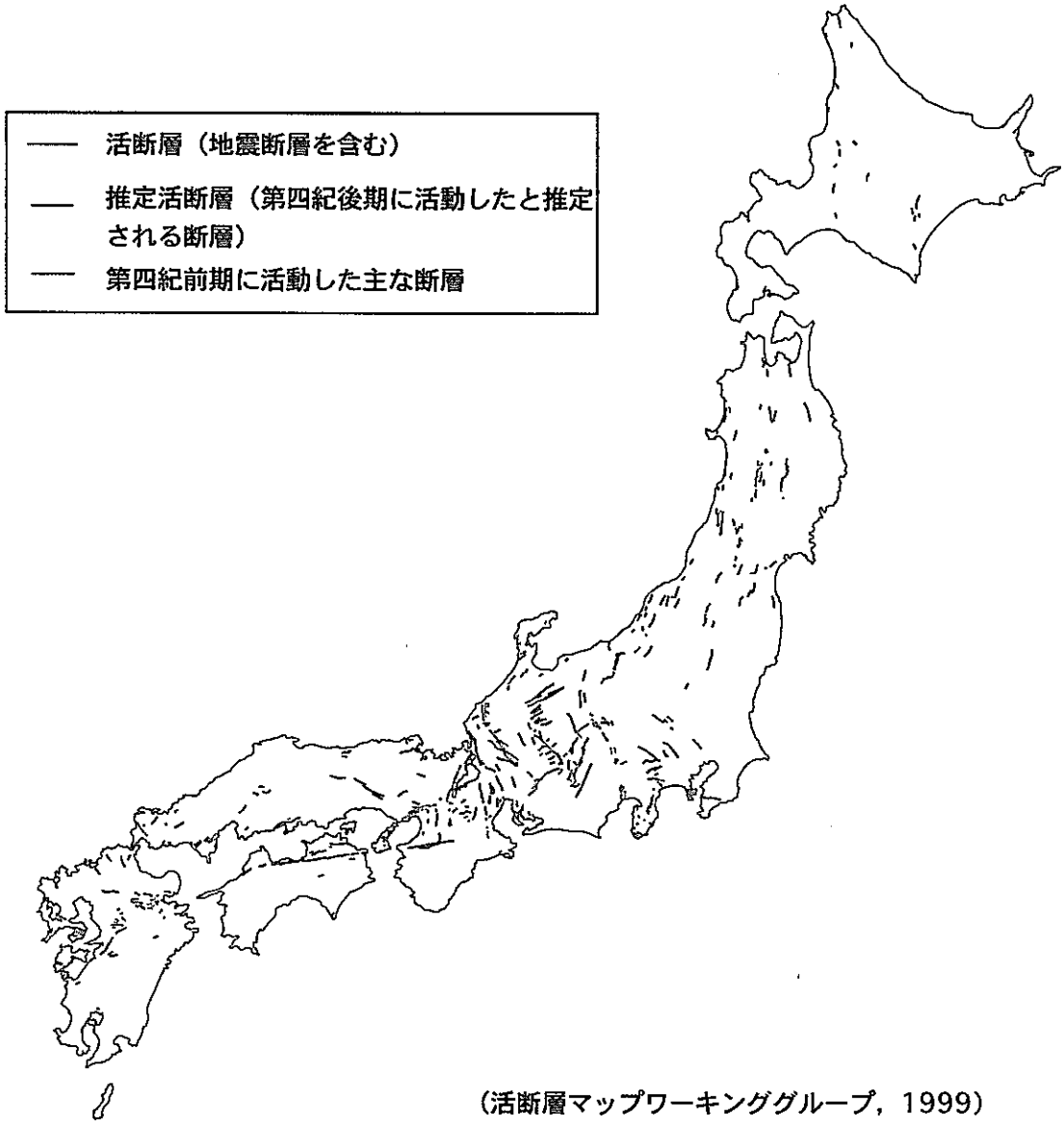


図 2.3-2 活断層分布図（修正中）

動の痕跡が地形に残された活断層を詳細に調査して作成されている。日本列島の陸域の活断層の分布には偏在性があり（図 2.3-3），北上－白河低地帯以西の東北日本内帯や中央構造線以北の西南日本内帯では，分布密度が相対的に高い。東北日本外帯や西南日本外帯は，分布密度が低い。さらに詳細にみれば，東北日本内帯や西南日本内帯にあっても，広い範囲で活断層が存在しない地域も抽出される。一方，活断層の集中が見られる地域は，近畿三角地帯と称される敦賀－鳴門海峡－伊勢湾に囲まれた地域，糸魚川－静岡構造線以西の飛騨－木曽－美濃地域などである。これらの地域は，活断層の分布密度が高い上に活動性の高い活断層も多い。

次に，活断層の変位のタイプについて検討する。南北走向の逆断層は東北日本と近畿の一部に集中し，北東-南西走向の左横ずれ断層は中部地方以西に集中する。また，九州地方中部の活断層は，東西に配列した正断層で特徴づけらる（松田，1973；活断層研究会編，1991 など）。

このような活断層の分布や変位のタイプに地域性が生じる主な原因は，日本列島は大きく見て東西方向の圧縮を受けており（図 2.3-4），それを受ける日本列島の地殻の物性や地質構造が，東北日本と西南日本で異なるためと考えられている（松田ほか，1978；池田ほか，1996）。池田ほか（1996）によると，東北日本では南北方向の地質構造が卓越するためこの方向の弱線が多く，これに直交する水平圧縮応力によって，南北走向の逆断層が発達するとされる。西南日本の地質構造は，東西方向の圧縮応力場と斜交しているため，この圧縮方向に対して北西-南東および北東-南西走向の共役な横ずれ断層が発達しているとされる。中部九州の正断層は，沖縄トラフや中央構造線の活動の影響を受け，局地的な展張場が生じたため発達するとされる。一方，伊豆半島北部のプレート境界は，プレート間の相対運動を直接的に反映していると考えられる。以上のように，日本列島は全体として東西方向の水平圧縮応力を受けているが，地質構造や地殻の物性の地域差を反映して，分布やタイプに明瞭な地域性が現れている。

(4) 活断層地体構造区分と将来の活動性

以上の様な我が国の 6Ma 以降の断層活動の地域ごとの特徴は，ほとんどの地域で，地質構造や地殻物性の違いを反映している。また，過去数十万年間の断層活動は，ある規則性をもって繰り返されてきたといえる（断層地体構造マップ委員会，1999）。

さらに，前述したように，プレートテクトニクスからは将来もプレートの相対運動に大きな変化は想定されないことから（2.2 参照），広域地殻応力場は変化しないと推定される。したがって，これらの規則性と継続性から，十万年程度の将来については，我が国のほとんどの地域で，現在までの活動の継続として断層活動を評価することが可能と考えられる。

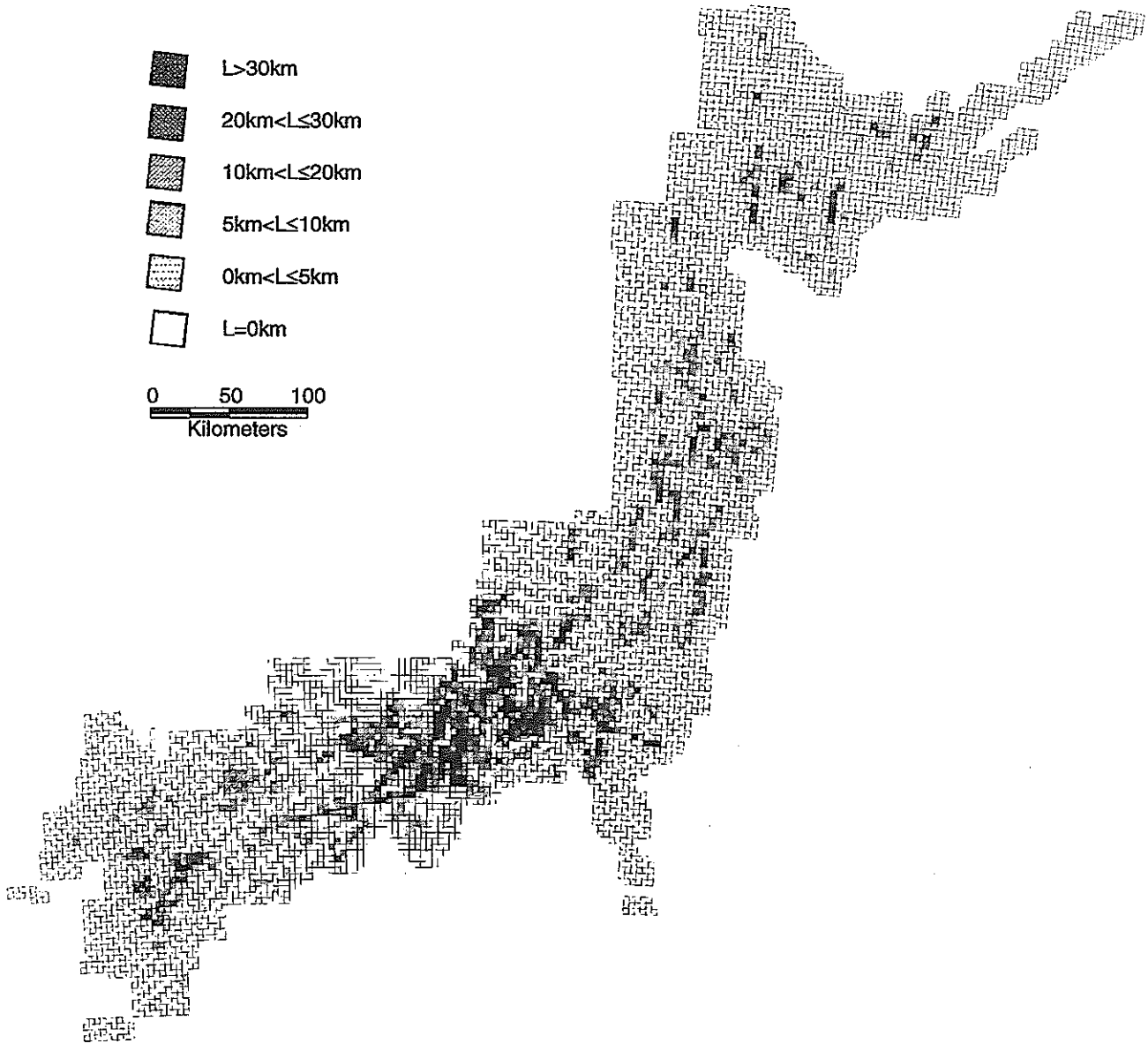
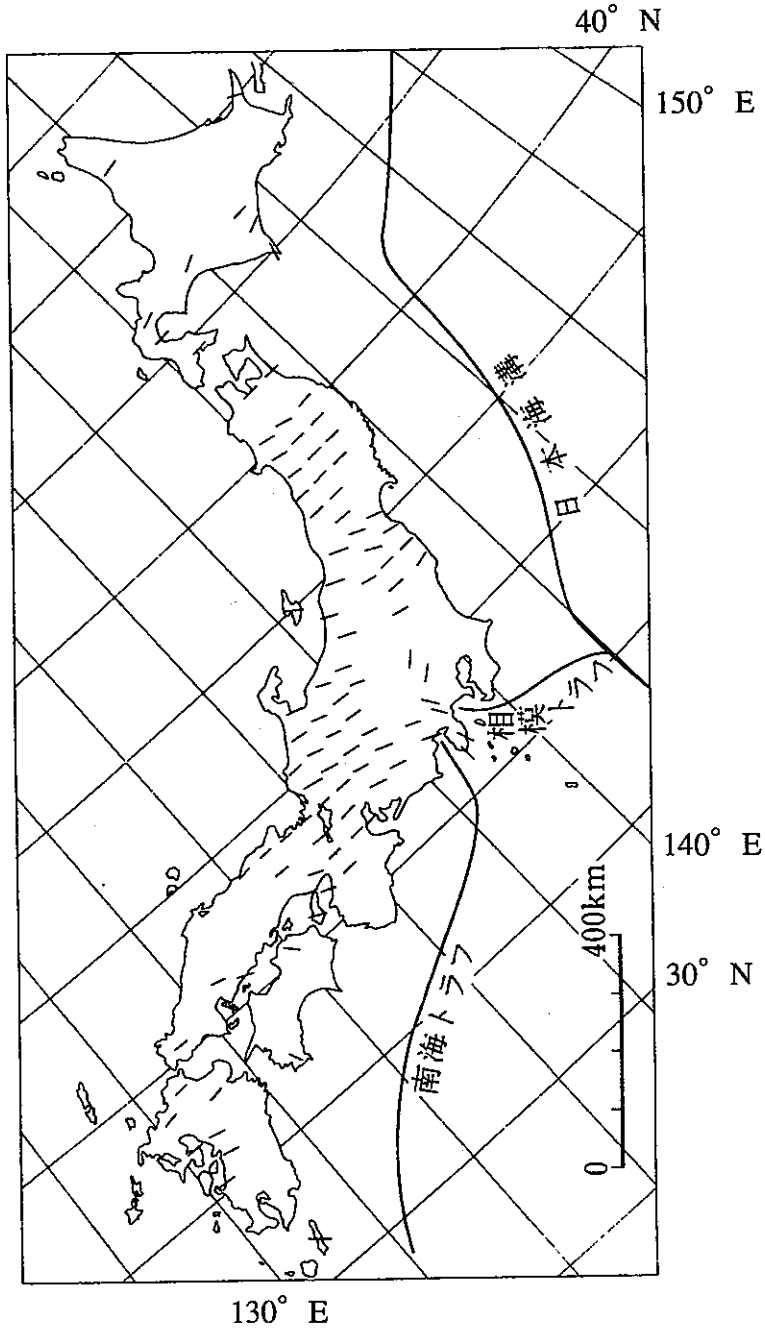


図 2.3-3 活断層分布密度図

単位面積（10km四方）あたりに分布する活断層の長さから求めた分布密度図（作成中）



(活断層研究会編，1991)

図 2.3-4 陸上活断層から求めた水平最大圧力方位の分布

2) 活断層の活動場の拡大

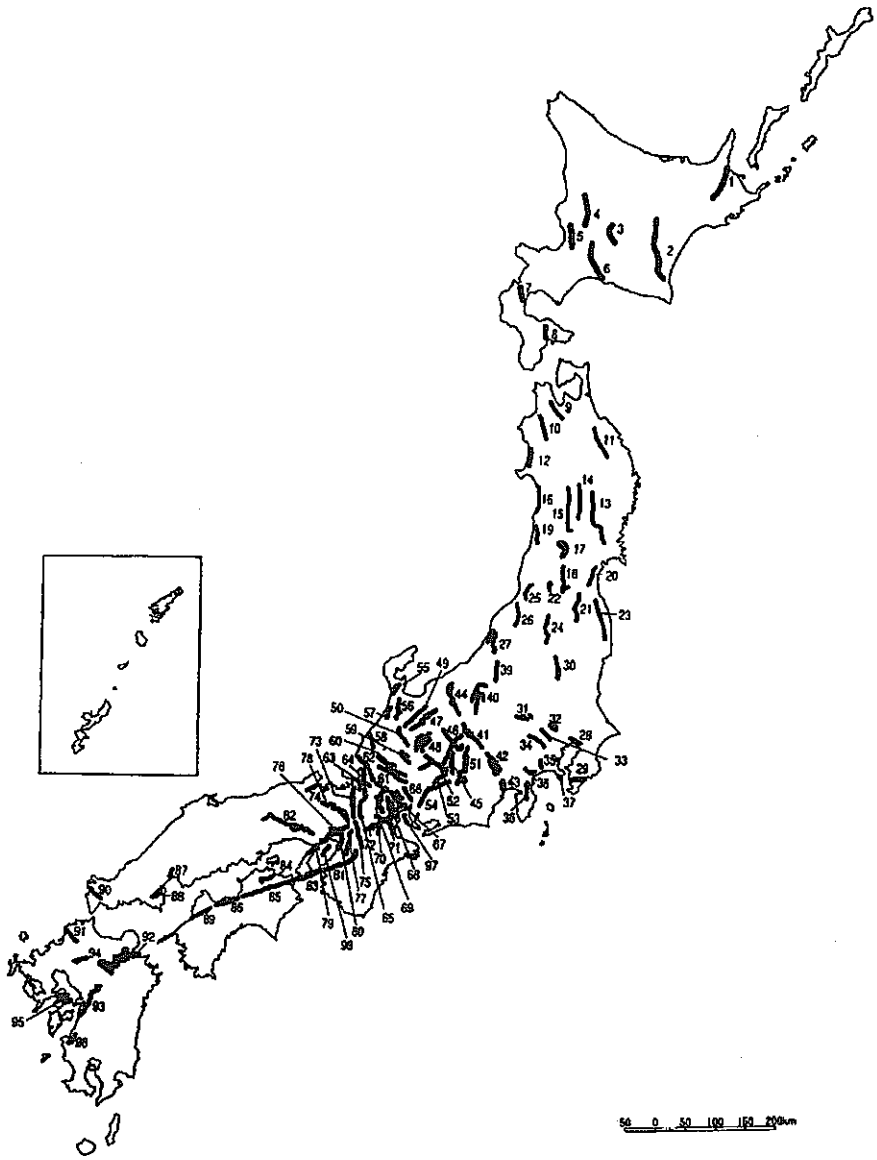
(1) 活断層帯

日本列島に分布する規模の大きな活断層は，地表付近でしばしば分岐する。また，数km以内に近接する複数の活断層や活褶曲は，同時に活動する場合がある。したがって，活断層の活動の場の変化を評価する上では，個々の活断層よりもむしろ活断層帯としての変位のタイプや活動域などを把握することが必要である。活断層帯を抽出する基準は，地域ごとに個々の活断層の特性や地下構造を十分考慮して決める必要がある。ここでは，全国の活断層を概観するため，上述の基準に基づいて新たに作成された「1/25,000日本の活断層（仮称）」（活断層マップワーキンググループ，1999）を基に，さらに1/500,000活構造図の活褶曲も含めて，松田（1990）の基準を用いて活断層帯を抽出した（図 2.3-5）。

活断層帯の中には，主断層から分岐する断層や副断層が多く含まれる。また，この様な活断層帯を把握することで，活断層の活動の場の移動が推定できる。さらに，十万年程度の将来における個々の活断層の将来における活動を推定する場合には，一連の造構運動の原因として活断層帯の活動履歴を把握することが必要である。これにより，個々の活断層の相互の関係を推定することが容易になる。ただし，新潟平野や石狩平野などの広い沖積平野に分布する伏在活断層や，平均変位速度が0.01m/千年未満の活動性の低い活断層は，空中写真判読では現時点で確認が困難な場合がある。また，長さ50km以上の活断層の延長方向範囲15km以内では，活断層の活動に伴って，範囲内の活断層が活動した例があり，その間の断層の存在は明らかにされていない。したがって，地層処分サイトの特性調査の際には，地質調査や物理探査などの地下構造調査によってそれらの分布や特性を把握し，地域ごとに活断層帯を見直す必要がある。

(2) 幅の拡大

以下で，将来の活断層帯の幅および長さの拡大について検討する。まず，幅の拡大について検討する。活断層帯のうちほぼ平行に隣接した逆断層によって構成される逆断層帯では，過去百万年間にその幅が拡大した可能性が指摘されている。このような逆断層帯の代表である横手盆地東縁断層帯での物理探査などによる調査結果では，逆断層帯の過去数十万年間の拡大幅は，地表付近で約2km程度で（図 2.3-6），並走する複数の断層は地下1～2kmの堆積岩中で1枚に収斂すると推定されている（佐藤・平田，1998）。また，伊那谷断層帯（山口，1988），新庄盆地断層帯（鈴木，1988）なども，その数十万年間の拡大幅は，盆地側に数km程度（1～7.5km）と推定されている。分岐の幅の大きさは，盆地内堆積物の厚さに関係すると考えられる（鈴木，1988）。以上のことから，将来，逆断層帯の幅の拡大が起こるとしても，その範囲は，盆地側に向かって数km程度であると考えられる。一方，九州中南部帯内に見られるような正断層では，活動の場が百万年単位で地溝帯内部に向かって移動している（鎌



（断層地体構造マップ委員会，1999）

図 2.3-5 「活断層帯」の例（修正中）

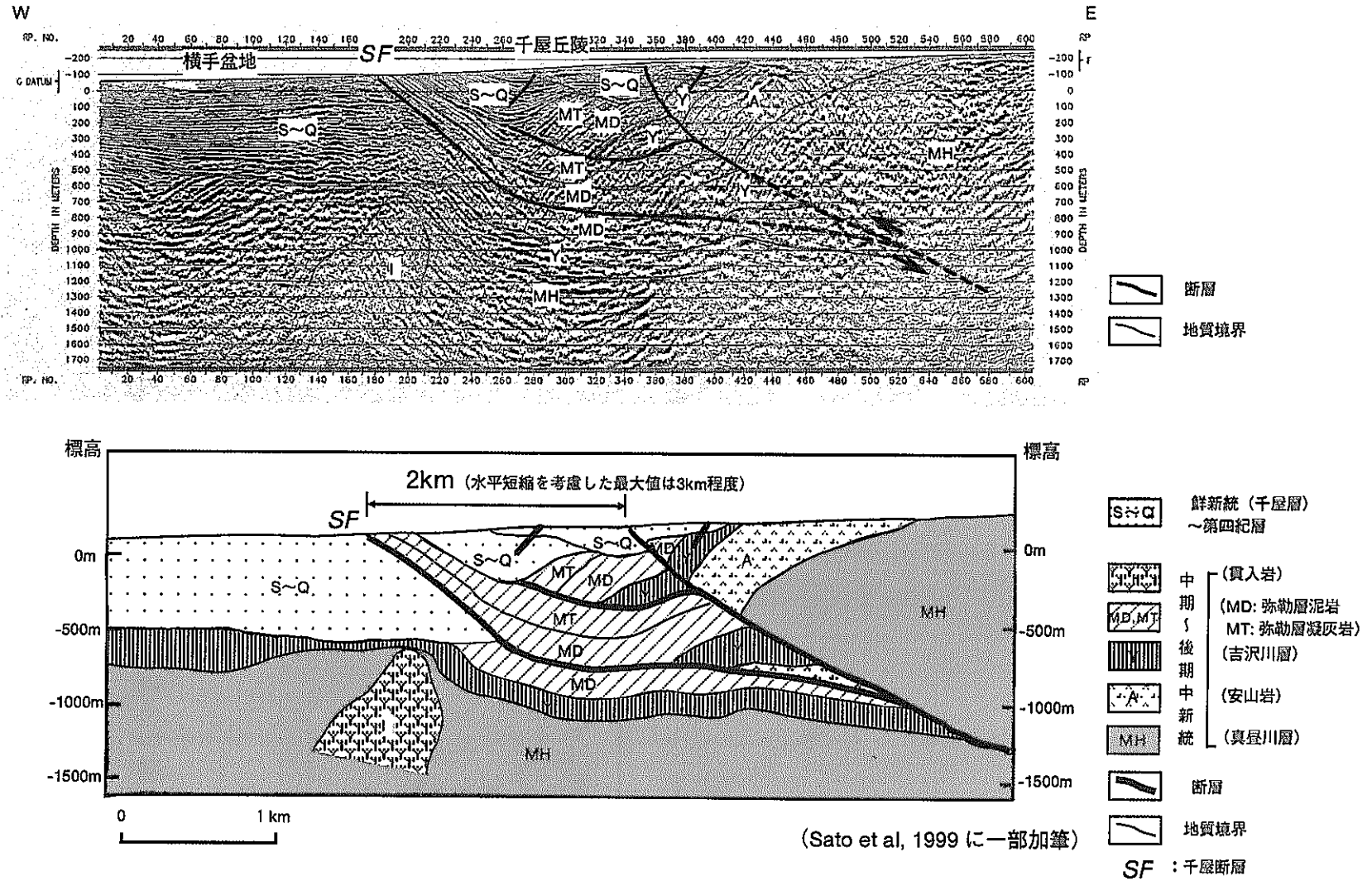


図 2.3-6 逆断層の地下構造（千屋断層の例）
断層近傍の反射法地震探査記録（上）とそれに基づく推定断面図（下）

田・小玉，1993）とされている。したがって正断層では，地溝帯の外側にその幅が拡大する可能性は小さいと考えられる。

(3) 長さの拡大

次に，活断層の長さの拡大を検討する。活断層の長さ（L）と累積変位量（ΣD）との間に，log ΣD＝1.17log L-1.03 の比例関係が知られている（Ranalli，1977）。これらの関係から，大よそΣD＝10-1 Lの式が得られる（松田，1988）。累積変位量は平均変位速度（S）と考慮する期間（T）との間にS＝ΣD/Lの関係（松田，1975）があり，これらの式から将来の活断層の長さを推定すると，L＝（S＊T）＊１０となる。ここで，S＝（0.1～10）m/1000年，T＝10万年とすると，Lは（0.1～10）kmと求められる。したがって，長期的な評価の観点からは，活断層帯の長さが拡大するものと見なすことが妥当である。活断層帯の両端の活断層の累積変位量から長さの拡大を考慮すると，活動度がA級の活断層では，将来十万年程度に1～10km程度長さが拡大する可能性がある。

以上の様に，幅の拡大については，逆断層帯の幅が盆地側に向かって数km程度拡大するものと考えておく必要がある。活断層帯の長さが拡大する量は，今後10万年間に0.1～10km程度と考えられる。活断層の累積変位量と平均変位速度から推定できる。それらにより，将来の活断層の発生の場や拡大の規模などを評価することが可能である。

3) 活断層以外の断層活動

わが国において，歴史時代に既知の活断層以外のところで新たな地震断層が現れた唯一の例として，松代群発地震が上げられる場合がある。この例では，地震発生以前に活断層が存在していた地質学的証拠はなく，また，地震断層は既存の非活断層と一致していない（松田，1967）とされる。この群発地震では，炭酸ガス等を含んだ多量の湧水が確認された。中村（1971）や恒石・高橋（1975）はこの群発地震について，火山噴火に伴う群発地震と酷似していることや湧水が炭酸ガス等を多量に含んでいることから，炭酸ガスを含んだ水の圧力が原因で地震が発生したとしている。また，地質学的には，この地域が中央隆起帯と呼ばれる幅の狭い基盤の高まりの北西部に位置し，この中央隆起帯の縁辺で有史以来群発地震が発生していることが示されている（Tsuneishi et al.，1970）。このように，松代群発地震は，水理学的，地質学的に特殊な地域に群発地震が発生し，それに伴って新たな断層が地表に出現した特異な例とされている。

断層の摩擦強度は，あらたに断層を作り出すために必要な応力より小さく，いったん断層ができると，その方向が最適･再弱にならないような応力場におかれても，再活性化される可能性がある弱面となる（ショルツ，1993）とされている。したがって，

断層が発達している我が国では，全く弱面の存在しない岩盤に新たに活断層が発生する可能性は小さい。仮に新たな断層が誕生した場合，初期の断層は小規模な破断の集合帯として徐々に成長する（例えば，ショルツ，1993など）ため，これが大きな変位を生じさせる大断層に急速に成長する可能性は極めて小さいと考えられる。

次に，我が国において，既存の活断層以外の断層（以下，非活断層という。）が再活動する可能性を検討する。わが国においては，少なくとも過去数十万年にわたって日本列島の地下に同じ様な力がかかり，ほぼ同一の既存の弱面（活断層の断層面）で変位を繰り返している（活断層研究会編，1991）。また，ある地域の詳細な調査により 将来十万年間に数十cm以上のずれ変位を生じる可能性のある活断層は，既存の手法による調査が可能である。したがって我が国においては， 活断層および活断層帯の存在しない地域においては，将来十万年の間に非活断層により数十cm以上のずれ変位を生じる可能性は小さいといえる。しかし，非活断層の活動は，十分解明されていない。，そのため，将来十万年間に数十cm以上のずれ変位を生じる可能性のある規模の大きい非活断層については，断層地体構造区分における活断層の活動様式（活断層地体構造マップ委員会，1999）を参考に，将来の活動の可能性を検討する必要がある。

以上のことから，活断層が現存しない場所において，地質環境に重大な影響を与える断層が，将来新たに発生する可能性は小さいと考えられる。しかし，水理学的，地質学的に特異で，過去に群発地震が発生した様な地域では，詳細な水理学的調査などが必要である。また，規模の大きい非活断層については，地層処分サイトの調査の際，将来の活動の可能性を改めて検討する必要がある。

2.3.2 地震・活断層が地質環境に及ぼす影響

断層活動による影響としては，地層処分システムを横断する破砕帯のずれ変位に伴う破断・破砕や，酸化的な地下水の地下深部への侵入および地下水の地表への急激な上昇などが想定される。これらの影響を回避するためには，処分システムを活断層から適切な距離離す必要がある。このため，断層活動による影響の程度と範囲を示すことが課題である。また，地震活動については，その影響の程度を把握することにより，処分システムの設計に反映する。

1) 断層活動が地質環境に及ぼす影響

(1) 力学的影響

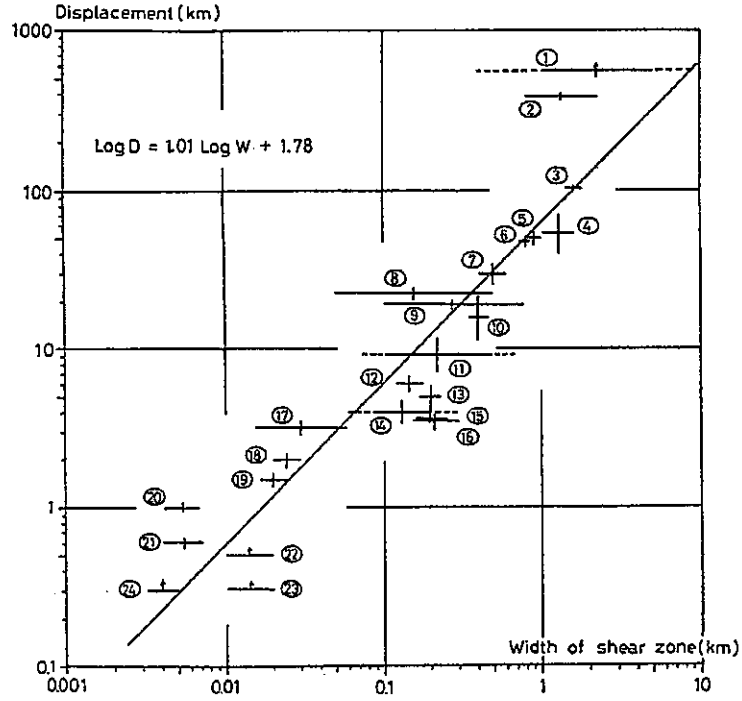
我が国のほとんどの活断層は間欠的に活動し，その1回の活動による変位量は数m程度である。過去数十万年間における変位の累積により，その周辺の岩盤や地層もそれに伴って破砕や変形を受けている。ここでは，活断層の活動に伴う破断・破砕作用の範囲について検討する。

断層活動による岩盤の破断・破砕作用の痕跡は，断層ガウジ，断層角礫，カタクレーサイトなどの断層岩として残されている。この中には過去に地下深部で形成され，その後の隆起・侵食によって地表近くに現れたものもある。このため，地層処分が想定されている地下数百m以浅における断層活動により，直接的に破砕の影響を受けた範囲を特定することはできないが，ここでは安全側に評価するとの観点から，活断層の活動に伴い形成されるこれらの断層岩の存在する一連の帯を「活断層に伴う破砕帯」（以下，「活断層破砕帯」という。）として取り扱う。

主な活断層破砕帯の幅は阿寺断層（萩原）で500m（長さ60k m），根尾谷断層系（温見断層）で200m（長さ80k m），中央構造線（伊予断層）で200m（長さ500k m）とされている（緒方・本荘，1981）。その他，六甲-淡路島断層帯（野島断層）で50m である（林ほか，1998）。緒方･本荘（1981）は，中部地方の花崗岩類地域の断層の長さL（m）と破砕帯の幅W（cm）との間に，Log L=0.68±0.32+0.87log W の関係があるとしている。また，Otsuki（1978）は，室内実験を含む国内外の断層のデータから，破砕帯の幅と累積変位量に関係があることを示した（図 2.3-7）。これらの関係から，断層の規模（長さおよび累積変位量）により活断層破砕帯の幅が推定できる。例えば，累積変位量10kmの断層の破砕帯の幅は，200m程度と想定される。

次に活断層破砕帯周辺の力学的影響を検討する。断層活動に伴って形成された岩盤中の割れ目が分布する範囲（幅）は，断層の長さに対して10^{-2}のオーダーであるという報告がある（Vermilye and Scholz，1998）。光明断層（長野県飯田市東南方から静岡県浜松市北方にかけての南北約50kmの既存の断層）の周辺岩盤で，光明断層から離れるにつれて小断層の分布密度が減少し，約2km離れるとゼロに近づく（恒石，1984）。また，三重県粥見地域の中央構造線周辺に分布する岩石中の主要鉱物（カリ長石，黒雲母，角閃石）の同位体年代は，中央構造線からの距離によって変化し，1800m程度離れると，各鉱物の同位体年代はほぼ一定となる（高木ほか，1989）。これらの範囲は，断層の成長の初期に形成された小断層や割れ目が発達する領域（以下，プロセスゾーンという。）と考られる（Vermilye and Scholz，1998）。主断層周辺の小断層のほとんどは，主断層の形成後，活動しなくなるとの報告がある（恒石，1984）。しかし，この領域の小断層の将来の活動性は必ずしも否定できないため，現時点ではこれらの領域を活断層の破砕作用や変形作用の影響範囲とする。

断層活動に伴う周辺岩盤の破断・破砕作用の影響を把握するため，地震に伴う地下構造物への破断・破砕作用の影響を検討する。この様な事例として，トンネルと交差する活断層が活動した1930年北伊豆地震（M7.3，丹那トンネル）と，1978年伊豆大島近海地震（M7.0，伊豆急稲取トンネル）がある。これらの地震の時に丹那断層で約2 m，稲取-大峰山断層で50～70 cm程度の変位が活断層破砕帯で確認されている。ま



(Otsuki, 1978より)

図 2.3-7 断層の累積変位量と破砕帯の幅の関係

1.San Andreas断層 (Hill&Dibblee(1953), Hewett(1955) and Crowell(1962))
2.Alpine断層 (Wellman(1955), Reed(1964) and Kupfer(1964))
3.Great Glen断層 (Kennedy(1946))
4.Garlock断層 (Smith(1962), Dibblee(1967) and Smith & Ketner(1970))
5.Bok Bak断層 (Burton(1965) and Tjia(1972))
6.Death Valley-Furnace Creek断層 (Stewart(1967) and McKee(1968))
7.蹄-気仙沼断層 (Ehiro(1977))
8.明石構造線 (松島(1973), 松島・坂本(1976))
9.Hope断層 (Kupfer(1964) and Freund(1971))
10.Agua Blanca断層 (Allen et al.(1960))
11.阿寺断層 (山田(1961), 杉村・松田(1965), 宇井(1973), 緒方(1976))
12.Blue Cut断層 (Hope(1969))
13.温見断層 (河合(1959, 1964))
14.鶴川破砕帯 (佐藤ほか(1973), 吉田・木村(1976), 村井・金子(1975))
15.越原断層 (恒石(1976))
16.関ヶ原-柳ヶ瀬断層 (村井・金子(1975))
17.跡津川断層 (松田(1966))
18.広瀬-長谷断層 (西村・ヌレキ(1966))
19.神縄断層の延長の南北走向断層 (星野・長谷(1977))
20.丹那断層 (久野(1936, 1952))
21.神縄断層の延長の南北走向断層 (星野・長谷(1977))
22.トヤノ断層 (恒石(1976))
23.サハタ断層 (恒石(1976))
24.花折断層 (東郷 (1974))

た，1930年北伊豆地震の場合は活断層破砕帯から西側の約1.5kmまで（羽田，1981），1978年伊豆大島近海地震の場合は活断層破砕帯周辺の約400mの区間で変形が認められ（小野田ほか，1978），歪の解放による変形が及んでいると考えられている。なお，兵庫県南部地震によるトンネルの被害は，ほとんどが被圧水や断層粘土を伴うような破砕帯部分での崩落であり，横尾山断層で8cmの変位が1ヶ所確認されたのみである（小山ほか，1996）。このように，断層活動に伴う地下構造物への破断・破砕作用は，活断層破砕帯ごく近傍に限られる。

以上のように，最近の断層活動に伴う地下構造物への破断・破砕作用は，活断層破砕帯のごく近傍に限られるが，長期にわたり安定性を確保するためには，断層活動に伴う破砕帯と，その周辺のプロセスゾーンを含めて影響範囲とすることが妥当と考える。なお，ここに示した事例は比較的規模の大きな活断層であることから，活断層の長さが短ければその影響範囲はさらに狭くなると考えられる。いずれにせよ，力学的影響の範囲は，活断層の規模，性状によって異なることを考慮し，詳細な調査によって決定する必要がある。

(2) 熱的影響

断層活動の際，地下深部の断層のすべり面付近は高温になると言われており（福留，1984），破砕帯中の断層面に沿って，シュードタキライトが連続的に形成されている（宇田ほか，1995）。しかし，このシュードタキライトの幅は，数mm～1cm前後で有り，断層活動に伴う熱の発生による影響は，瞬間的，局所的であると想定される。また，野島断層のボーリングコア試料（ジルコン）を用いたフィッショントラック調査によると，深度340-390mの破砕帯（幅約30 m）におけるトラック長は，破砕帯の外側のものと比べると，3割から5割短くなっている。このことから，この破砕帯部分は200～300℃に達したと考えられるが，その外側には影響は認められていない（田上ほか，1998）。

一方，野島断層におけるボーリング調査の結果，深度500m～1800mの断層の中軸帯（断層部で最も厚いガウジの発達する2m幅の区間）には，比較的低温（150℃以下）で安定なスメクタイトや沸石などが多量に存在している（藤本ほか，1998）。また，跡津川断層系の1つである茂住断層の破砕帯にスメクタイトが確認されており，熱による再結晶等の痕跡は見られない（佐竹・村田，1998）。

シュードタキライトの分布，およびフィッショントラック法から推定した熱履歴を見ると，断層の活動の際，断層面に沿って熱が発生し，200℃以上に達した可能性がある。しかし，地下数百m以浅でスメクタイトが変質する高温状態が継続した証拠はないことから，熱の影響は一時的で，かつその範囲は，破砕帯内にとどまるものと考えられる。

(3) 水理学的影響

一般に，断層は透水性の高い領域を形成するが，断層そのものは難透水性のバリアとなるとされている（例えば，Chester，1993）。断層活動が地下水理に与える影響としては，まず活断層破砕帯の透水性の変化が考えられる。また，断層周辺の井戸等の水位や湧水量の変化が確認されていることから，広範囲にわたる水理学的影響が考えられる。以下にその影響の程度と範囲について検討する。

まず，活断層破砕帯の透水性を検討するため，活断層破砕帯と非活断層の破砕帯の透水性について比較する。活断層を対象に透水性を調査した例として，兵庫県南部地震発生の2年後に野島断層において，注水試験や弾性波を用いた水理試験と，跡津川断層系の茂住祐延断層を対象とした水理試験がある。その結果，野島断層や茂住祐延断層（図2.3-8）の活断層破砕帯の透水係数は，それぞれ10^{-4}cm/s（北川ほか，1997），10^{-4}～10^{-6}cm/s（野原ほか，1999）である。非活断層の破砕帯（全国12箇所）の透水係数は3×10^{-3}～1.6×10^{-6}cm/s（岡本ほか，1984；古屋ほか，1999）であり，有為な違いは認められていない。茂住祐延断層の透水係数が比較的小さい理由としては，Forsterほか（1998）が指摘しているように，断層活動後の時間経過とともに開口性割れ目の充填作用による透水性の低下が考えられる。

一方，野島断層では，弾性波を利用した試験から，断層岩には高透水ゾーン（幅10cm～3m）がカタクレーサイトに2カ所，断層ガウジに3カ所存在することが推定されている（伊藤ほか，1996）。宇田ほか（1998）は，深度1300mのカタクレーサイト中の開口性割れ目にFe_2O_3を多く含む粘土が生じていることから，開口性割れ目を使って地表近くの酸化的な水が深部まで流入したものと解釈した。また，室内試験の結果によると，2枚の岩石の間にせん断変位を生じさせると，透水係数が1～2桁大きくなることが知られている（Olson，1992；Esaki et al.，1991）。

したがって，活断層の活動時には活断層破砕帯の透水性を上昇させるような水みちが一時的に生じ，そのような水みちが，地表まで繋がる可能性が否定できない。しかし，時間の経過とともに開口割れ目は充填され，非活断層の破砕帯の透水性と同程度になるものと思われる。

断層活動前後の断層周辺岩盤の水理変化については，地表付近の地下水位の変化に関するデータが部分的に存在するにすぎない。ここでは，野島断層での地震前後の地下水位や，水質の調査事例から間接的にそれらについて検討する。

兵庫県南部地震（1995年1月17日 M7.2）の直後には，断層周辺で多量の湧水の発生や増加が起こり，山地尾根部の井戸では急激な水位の低下が確認されている。図

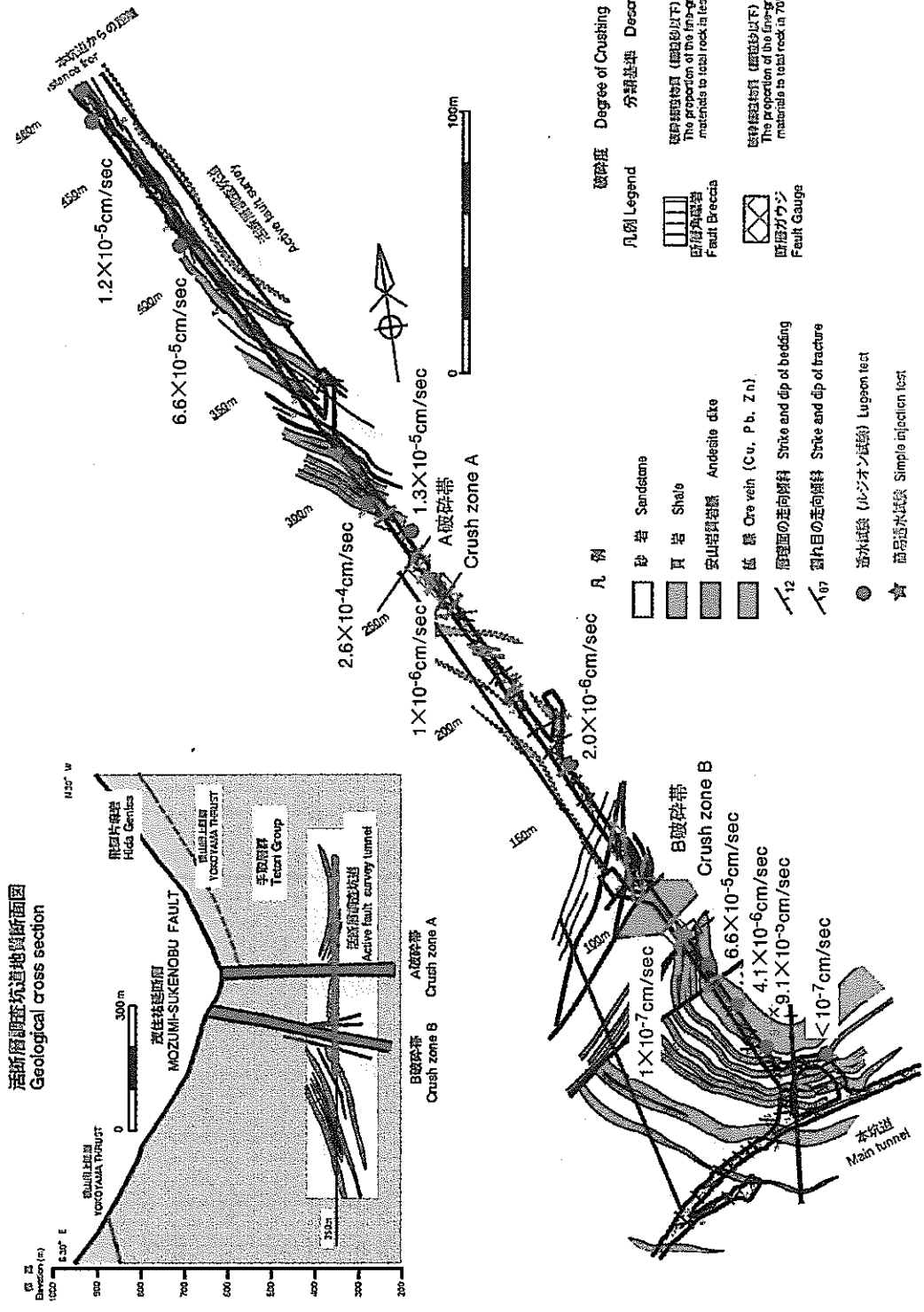


図 2.3-8 茂住-祐延断層，活断層調査坑道における地下水調査

茂住-祐延断層の破砕帯及びその周辺岩盤の透水係数は10^{-4}～10^{-6}cm/s

2.3-9 に湧水地点および水位低下地点を示す。湧水地点は，断層近傍に限らず淡路島北部の低地に認められ，一方，水位低下は，主に標高 100m 以上の山地部で起きている（佐藤・高橋，1997）。また，中腹では，地震後に一旦湧水量が増加したが，やがて湧水は停止した。このように淡路島北部全体の広い範囲の水理が変化している。これら地震時の地下水の挙動を，地下水の同位体分析の結果から推定する。地震後の異常湧水がみられた地点の水素・酸素同位体比から，湧水の涵養域は山地尾根部付近と推定され，湧水のトリチウム年代は，数年～数十年前であった（佐藤ほか，1999）。これらから，野島断層の活動による湧水は，地下深部に由来する地下水ではなく，地表付近の地下水と考えられる。したがって，断層活動に伴って変化する地下水理の影響は，主に地下浅部に及び，地下深部の影響は小さいものと推察される。

(4) 地球化学的影響

断層活動による地球化学的な影響については，野島断層等による調査事例と，長期的な影響の蓄積として観察される風化作用と変質作用の調査結果をもとに検討する。

野島断層周辺の３ヶ所の湧水地点（御井の清水，大師の清水，鐘撞の水）では，断層活動前後の湧水の水質が測定されている。これらの湧水は，pH=7.7～7.2，EC=372～454 μ S/cm であり，淡路島の花崗岩地帯の値の範囲に入る。また，茂住祐延断層を対象とした地下水調査（佐竹・村田，1998）によると，活断層破砕帯の地下水組成は，わが国の一般的な降水起源の地下水組成の範囲内であった。

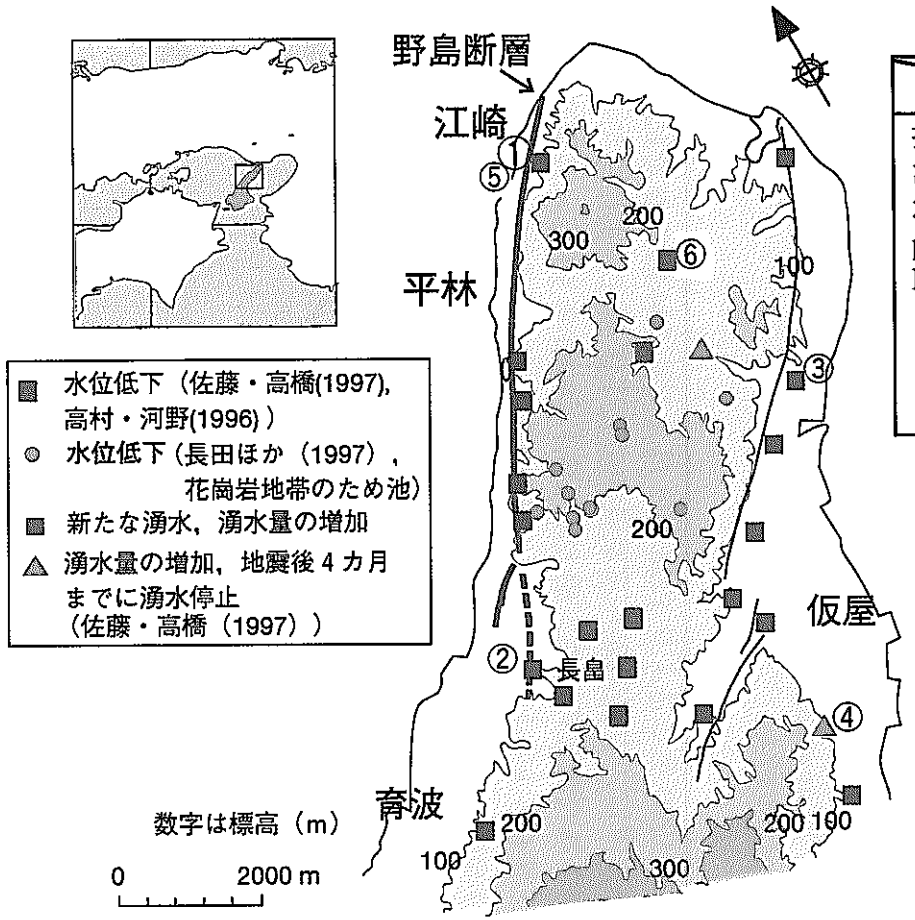
一方，破砕帯の変質作用の観点から，熱水や地下ガスおよび酸化性の地表水等が入り込んだ形跡がみられるものもある。野島断層を貫くボーリング孔では，断層岩の上盤側（花崗岩）50 m と下盤側（堆積岩）5cm に，有色鉱物の溶脱や長石の粘土化を伴う変質帯が認められる（田中ほか，1998）。また，前述したように，野島断層の活断層破砕帯中の酸化鉄の分布が活断層破砕帯に限られること（宇田ほか，1998），これらの変質帯は，活断層破砕帯からある程度離れると観察されないこと（小林ほか，1998）が報告されている。以上のことから，断層活動に伴う地球化学的な影響は，野島断層の場合，活断層破砕帯の近傍数十mを除いてほとんどないものと考えられる。

2) わが国における地震活動による影響

日本列島は大陸プレートと海洋プレートの交点に位置するため，多くの地震が起きている。地層処分システムの設計の際には，将来の地震の発生する領域と地震の規模を想定し，設計に反映させる必要がある。ここでは，地震による地質環境への影響を検討する。

(1) 我が国の地震活動

日本列島とその周辺で発生する地震は，その発生位置から，プレート間地震，プレ



湧水地点	①野島江崎		②小倉	③楠本川		④鍾馗の水
採取日（月/日）	1995/5	1997/8	1997/8	1995/5	1997/8	1995/1
湧水量（ℓ/sec）	0.24	0.03	6.50	2.22	0.29	9.44
水温（℃）	16.1	16.6	19.8	n.d	18.1	15.4
pH	8.0	7.8	7.3	n.d	7.69	7.2
EC（μS/cm）	403	295	418	n.d	348	277
δD(‰)	-47.0	-48.9	-45.7	-46.8	-46.1	-47.4
$\delta^{18}O$(‰)	-7.7	-7.7	-7.0	-7.4	-7.5	-7.3
トリチウム（TU）	n.d.	6.41	3.71	n.d.	3.09	n.d

井戸	⑤江崎井戸	⑥ぬる湯	
採取日（月/日）	1997/8	1995/5	1997/8
湧水量（ℓ/sec）	-	-	-
水温（℃）	13.6	17.0	17.4
pH	8.0	7.6	7.64
EC（μS/cm）	377	382	406
δD(‰)	-41.9	-47.4	-45.7
$\delta^{18}O$(‰)	-6.9	-7.6	-7.5
トリチウム（TU）	n.d.	n.d	3.14

図 2.3-9 兵庫県南部地震後の湧水及び水位低下地点と湧水，井戸水の化学組成

ート内地震，内陸の浅い地震の3つに分類できる。プレート間地震は規模が比較的大きいが，プレート境界が陸に近づいている伊豆半島周辺地域を除き，震源距離が陸域の地表から数十～数百 km 程度離れた海域で発生する。内陸の浅い地震の多くは，プレートの相対運動に伴う地殻応力に関連した断層活動に対応して起こると考えられている。内陸の浅い地震の規模は比較的小さいが，震源が陸域の地下 20km 以浅にあることが多い。これらの地震の規模は，発生の原因となる活断層やプレート境界面の大きさにほぼ比例し，同じ様な規模で繰り返し活動している（萩原，1991；松田，1975）。なお，M6.8 未満の地震は，火山地域を除くと，その破断面が地表地震断層として地表面で確認された例は松代群発地震以外には確かなものはない（松田，1998）。したがって，長期的な観点からは，活断層が確認されない地域においても，M6.8 未満の地震による地震動等の影響を考慮しシステムの設計を行うことが妥当である。

萩原（1991）は，活断層と歴史地震に基づき，日本列島の地震地体構造区分を行い，地震地体構造区毎に地震の最大規模を想定している。我が国では，過去数十万年間に地殻応力場の大きな変化が確認されないことから，十万年程度の将来については，これらの地震地体構造区分が活用できるものと考える。なお，前述した活断層帯の拡大を考慮して，活断層から想定される地震の最大地震動を考慮する必要がある。

(2) 地震が地質環境におよぼす影響

地質環境に対する地震の影響としては，地震動およびそれに伴う地下水の変化が考えられる。 それらについては，釜石鉱山において調査された長期にわたる観測結果（Shimizu et al.，1996；Ishimaru and Shimizu，1997）と，解析によって想定される変化量を合わせて以下で検討を行う。

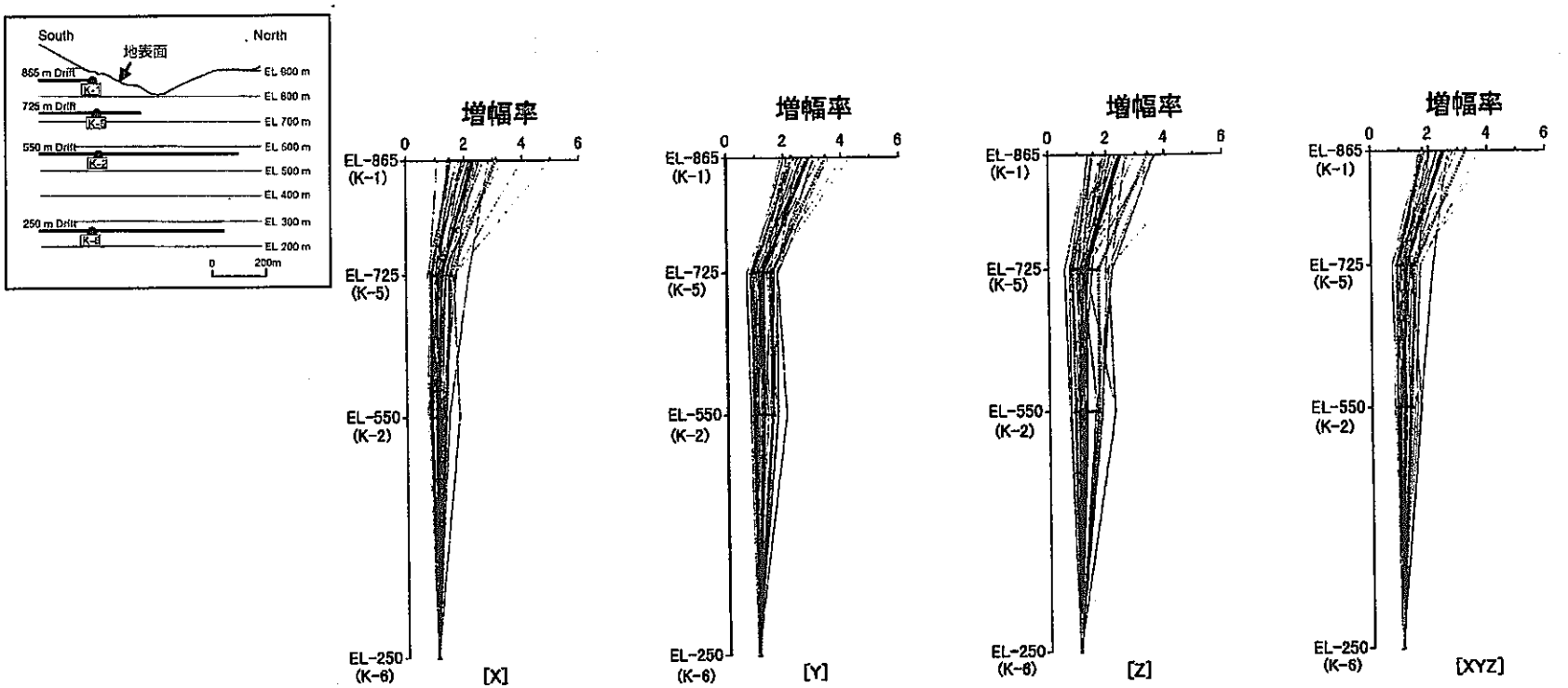
釜石鉱山において，1990 年 2 月より 1998 年 3 月までに 344 回の地震記録を得た。これらの地震の震央位置は，青森県から宮城県沖の太平洋側（震央距離では 20～250 ｋｍ）に多く，観測された地震のうち，最大は M8.1（1994 年 10 月 4 日発生：北海道東方沖地震，震央距離 675 ｋｍ）であった。地下深部と地表部との地震動の違いをみると，地形による増幅効果はあるものの、各地震の地表部の最大加速度に比べて，概して地下深部では 1/2～1/4 になる。また，地表から深さ約 150m 以深の加速度振幅比はほとんど変化しない（図 2.3-10）。この傾向は，堆積岩地域である細倉鉱山における観測（駒田ほか，1989）においても同様で，花崗岩，堆積岩といった岩質の違いによる差は認められない。

Fukushima and Tanaka （1990）は，岩盤内での最大加速度の距離減衰の関係を，

$$\log A = 0.41M - \log (R + 0.032 \times 10^{0.41M}) - 0.0034R + 1.30$$

（ただし，A：最大加速度，R：距離，M：マグニチュード）

と現している。釜石鉱山で観測された地震動の最大加速度を，Fukushima and Tanaka



（清水ほか，1999）

図 2.3-10 鉛直アレー観測における最大加速度の増幅特性（釜石鉱山における観測例）

鉛直アレーにおいて地中K-6点を基準とした場合のK-2，K-5およびK-1点での最大加速度振幅の増幅率とその平均および標準偏差．K-6点で2gal以上の27個の地震の場合．

（1990）と比較すると，ほぼ同じか下回る傾向が認められる。

観測された水平動と上下動の最大加速度振幅の比の平均は 0.7，また，水平動が最大の時刻での水平動と上下動の加速度振幅の比は，ほとんどが1以下である。さらに，福島（1994）により推定される速度応答スペクトルと観測された地震動の応答スペクトルを比較すると，1秒以上の長周期領域を除き，福島（1994)で求められる応答スペクトルと同レベルの結果を示している（佐々木ほか，1998）。

以上のことから，地震動による地下深部への力学的な影響は，地表付近と比較して小さいといえる。また，観測結果と解析結果がほぼ一致することから，将来想定される最大地震動に対する岩盤挙動も推測可能と考えられる。

次に，地震動による地下水流動への影響について，水圧変化の観測結果を基に検討する。釜石鉱山では，1990年から水圧観測が行われた（Shimizu et al.，1996；Ishimaru and Shimizu,1997）。水圧変化の主な要因は季節変化によるもので，その変化幅は最大1.0kgf/cm^{2}程度である。観測された334例の地震のうち，地震動による水圧変化を示している可能性があるものは27例であった。27例の記録のうち地震前後の水圧変化の最大幅はKWP-2孔の0.35kgf/cm^{2}であり，KWP-1孔での変化幅は約0.1 kgf/cm^{2}以下であった。また，釜石の想定最大地震動による地震前後の水圧変化は，1.0-0.1kgf/cm^{2}と想定されている（清水ほか，準備中）。釜石での観測結果は，このような地震に伴う水圧の変化は，数週間程度で元の水圧変化のトレンド上に戻ることを示している（青木ほか，1999）。また，川辺（1991）は，1946年の南海道地震時の地下水異常を報告している。道後温泉では，最大深度303 mまで掘られた4つの源泉の水位が，地震時にいずれも14m程度低下し，3カ月後に元の水位にまで戻っていること，類似の現象が白鳳，宝永，安政の南海道地震の際にも道後温泉で観測されていることが知られている。

なお，断層活動が地下水の水質に与える影響については，釜石鉱山における地震前後の坑内の湧水の水質分析を行った結果では，4例についてSO_4^{2-}とHCO_3^-に若干の変化らしきものが認められた（青木ほか，1999）。

以上のように，釜石鉱山における調査結果からは，地震前後の地下水流動や水質の変化は，ほとんどの場合季節変化等の経時変化に比べて一時的であり，かつその変化幅は小さく，地震による地下深部の地質環境への影響が小さいことを示している。

清水ほか（準備中）は，釜石鉱山の27例の地震を使って地震時の水圧変化とDobrovolsky et al.（1979）とOkada（1995）によるマグニチュードと震央距離あるいは震源距離理論計算から求めた岩盤歪みとの相関を検討している。それによると，

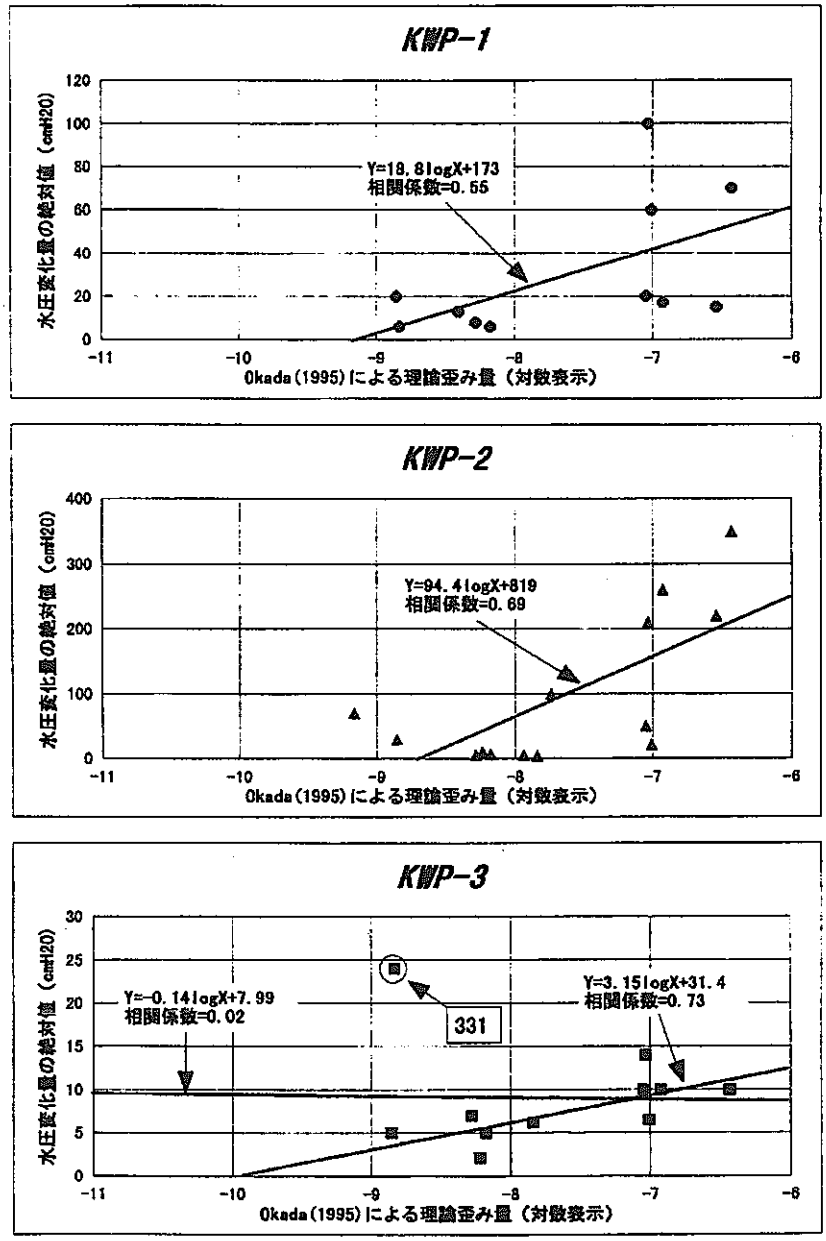
Dobrovolsky et al.（1979）によるマグニチュードと震央距離から求めた理論歪み量が10^{-8}およびOkada（1995）による理論歪み量が10^{-10}よりも小さな地震は，水圧変化を起こしていない。反対にそれらの理論歪み量よりも大きな地震についてはその6割以上が水圧変化を起こしている（図 2.3-11）。平成9年10月11日の宮城県沖地震（震源距離，84.7km）では，釜石鉱山内の水晶管伸縮計方式岩盤歪み計で，約0.05 μ mの残留歪みと0.024kgf/ cm^2の水圧変化が記録されている（清水ほか，準備中）。このように，水圧変化を引き起こす地震は残留歪みを発生させる可能性があることを示唆する結果となった。したがって，大きな残留歪みが想定される大地震については，そのマグニチュードと震央距離から求めた理論歪み量と，水圧変化量を求め，処分システムの設計に反映する必要がある。

2.3.3 まとめ

わが国における主な地震・断層活動は，既存の活断層帯において，過去数十万年程度にわたり同様の活動様式で繰り返し起こっており，この間，地殻応力場は概ね安定して持続してきたとみなすことができる。このことから，十万年程度の将来についても，現在の活動の場が継続するものと考えることができる。なお，活断層帯の拡大については，地域によって活動性や活動様式が異なるため，地域の特徴を十分に考慮し，検討する必要がある。

一方，断層活動による地質環境への影響は，主に活断層破砕帯及びその周辺に限られ，その幅は数mから最大でも数百m程度でありその範囲は限られる。また，大きな断層活動に伴い，周辺岩盤中にずれ変位が生じる可能性のある小断層などの分布範囲は，大きな活断層破砕帯から数km程度以内と考えられる。

断層活動による影響範囲は，活断層の大きさによっても異なるため，地層処分の実施に際しては，サイト近傍の活断層を詳細に調査し，施設と活断層との間に適切な距離を確保する必要がある。さらサイトにおいては，詳細な調査によって，事前に認定出来なかった小規模な活断層の有無をチェックし，その影響を回避することに努めなければならない。 なお，地下数百m以深では一般に地震動による影響は小さいと考えられるが，地層処分システムの設計においては，想定される最大の地震動を考慮する必要がある。



（Okada，1995による）

図 2.3-11 理論歪み量と水圧変化との関係

参考文献

青木和弘・河村　淳・石丸恒存・阿部寛信（1999）：釜石鉱山における地下深部の研究（地震に関する調査研究），日本原子力学会1999年春の年会，講演要旨，p.788.

青森県（1997）：津軽山地西縁断層帯及び野辺地断層帯の活動性について，平成7年度・平成8年度地震調査研究交付金成果報告会予稿集，11-29.

青森県(1998a)：折爪断層に関する調査，第2回活断層調査成果報告会予稿集，科学技術庁，51-57.

青森県（1998b）：入内断層に関する調査，第2回活断層調査成果報告会予稿集，科学技術庁，185-199.

荒井良祐・竹村恵二（1998）：淡路島北西部野島周辺の大阪層群に挟在される火山灰層のフィッション・トラック年代，日本地質学会，第104年学術大会，311.

粟田泰夫（1988）：東北日本弧中部内帯の短縮変動と太平洋プレートの運動，月刊地球，586-591.

Awata.Y., Kakimi.T. (1985)：Quaternary Tectonics and Damaging Earthquakes in Northeast Honshu, Japan, Earthq.Predict.Res. Vol.3, 231-251.

粟田泰夫・小松原琢（1997）：庄内堆積盆地東部の上部第四系とその地殻変動史，地質調査所月報，48，10，537-565.

粟田泰夫・刈谷愛彦・二階堂学・高瀬信一（1998），根尾谷断層帯・根尾谷断層における活動の再来間隔と単位変位量，地球惑星科学関連学会1998年合同大会予稿集，1045-1100.

吾妻崇（1995）：変動地形からみた津軽半島の地形発達史，第四紀研究，34，2，75-89.

Bonilla M.G.(1970)：Surface faulting and related effects, chapter 3 in Earthquake Engineering, edited by Wiegel, R.L., 47-74. nglewood Cliffs, N.J., Prentice-Hall.

Chester F.M. , J.P. Evans and R.L. Biegel（1993）：Internal structure and weakening mechanisms of the San Andreas Fault, J. Geophys. Res., 98, 771-786.

Dobrovolsky I. P., S. I. Zubkov and V. I. Miachkin（1979）：Estimation of the size of earthwuake preoaration zones., Pageoph, 117, 1025-1044.

Esaki T. , T.Kimura and N.Kameda（1991）：Shear flow coupling test on rock joints, Proc.7th Int.Cong.Rock Mech., ed. W.Wittke, 389-392.

Forster C.B., J.S. Caine, 山崎眞一（1998）：断層帯の構造と活断層における流体の流動様式，月刊地球，20, 165-171.

藤本光一郎・大谷具幸・田中秀美・樋口孝幸・冨田直人・伊藤久男・Susan M.Agar(1998)：地震直後の断層破砕帯の性質-地質調査所平林坑井のコアの物質科学的解析-，月刊地球「断層解剖計画」，No.21号外，140-153.

福留高明（1984）：熱源として見た活断層，秋田大学鉱山学部地下資源研究施設報告，Vol 49, 33-40.

Fukushima Y. and Tanaka T.(1990)：A new attenuation relation for peak horizontal acceleration of strong earthquake ground motion in Japan., Bull. Seism. Soci. Am., 81, 553-575.

福島美光（1994）：地震波の発生・伝播の理論を背景とした入力地震動の経験的予測，ORI研究報告，93-107

福島県（1998）：双葉断層に関する調査，第2回活断層調査成果報告会予稿集，科学技術庁，211-220.

古屋和夫・児玉敏雄（1999）：断層活動が地下の水理に与える影響に関する調査，核燃料サイクル開発機構契約業務報告書，10C1134.

萩原尊禮（1991）：日本列島の地震－地震工学と地震地体構造－，鹿島出版会，pp215.

羽田忍（1981）：いわゆる活断層の工学的問題点と取扱い，応用地質，22，17-31.

藤本光一郎・大谷具幸・田中秀美・樋口孝幸・冨田直人・伊藤久男・Susan M.Agar(1998)：地震直後の断層破砕帯の性質-地質調査所平林坑井のコアの物質科学的解析-，月刊地球「断層解剖計画」，No.21号外，140-153.

藤田和夫（1986）：中期更新世の断層地塊運動と海水準変動，3，725-728.

藤田和夫（1993）：西南日本，とくに近畿トライアングルをめぐるネオテクトニクス，日本の地質学100年，日本地質学会100周年記念.

池田安隆・島崎邦彦・山崎晴雄（1996）活断層とは何か，東京大学出版会，pp220.

Ishimaru,K. and Shimizu,I.（1997）：Groundwater pressure changes associated with earthquakes at the Kamaishi Mine, Japan -A study for stability of geological environment in Japan, Proc. of 30th Int'l Geol. Congr., vol.24, 31-41.

伊藤久男・原保人・宮崎光旗・西沢修・木口努・藤本光一郎・大谷貝幸・田中秀美・樋口孝幸・Susan Agar, Alan Brie, 山本裕祥（1996）：断層を貫く坑井調査による野島断層の深部構造，物理探査，49，6, 522-535.

Ito T, Kano K.,Uesugi Y., Kosaka K., Chiba T. (1989)：Tectonic evolution along the northernmost border of the Philippine Sea plate since about 1Ma, Tectoniphysics, 160, 305-326.

岩淵洋・西川公・春日茂・宮野正実・飯村忠（1997）：大阪湾の基盤構造と大阪湾断層，地球惑星科学関連学会1997年合同大会予稿，48.

香川県（1997）：長尾断層の活動履歴について，平成7年度・平成8年度地震調査研究交付金成果報告会予稿集，167-172.

鎌田浩毅・小玉一人（1993）：火山構造性陥没地としての豊肥火山地域とその形成テクトニクス-西南日本弧・琉球会合部におけるフィリピン海プレートの右斜め沈み込み開始が引き起こした3現象-，地質学論集，Vol 41,129-148.

活断層マップワーキンググループ（1999）：詳細な日本の活断層分布図（仮称）準備中.

活断層研究会編（1991）：新編日本の活断層－分布図と資料，東京大学出版会，pp437.

川辺岩夫（1991）：地震に伴う地下水・地球化学現象，地震，44，341-364.

北川有一・小泉尚嗣・野津憲治・五十嵐丈二（1997）：淡路島野島断層における注水

試験と地下水変化，日本地震学会講演予稿集，No.2, 99.
小林健太・池田隆司・田中秀美・平野聡・松田達生（1998）：野島断層深度1,140m付近からの岩石コアによる破砕帯の評価（序報），断層解剖計画シンポジウム，65-66.
駒田広也・沢田義博・青山成夫（1989）立山アレー観測による地下深部の地震挙動 -細倉鉱山における地震観測-，電力中央研究所報告，U88074, 1-66.
小山幸則・朝倉俊弘・佐藤豊(1996)：兵庫県南部地震による山岳トンネルの被害と復旧，トンネルと地下，27, 235-245.
松田時彦（1967）：松代地震断層の地質学的性質，地震研彙報，45，537-550.
松田時彦（1973）：活断層としての中央構造線，中央構造線，杉山隆二編，東海大学出版会，239-251.
松田時彦（1975）：活断層から発生する地震の規模と周期について，地震，28，269-283.
松田時彦・中村一明・杉村新（1978）：活断層とネオテクトニクス「変動する地球Ⅰ」第3章，岩波講座地球科学10，岩波書店，89-157.
松田時彦（1988）：地殻運動からみた第三紀/第四紀 -第四紀地殻運動の一様観- ，月刊地球，599-603.
松田時彦（1988）：活断層の数的性質，数理地震学（Ⅰ）フラクタルと地震現象の数理共同研究成果報告書，フラクタルと地震現象の数理研究会，統計数理研究所，174-184.
松田時彦（1990）：最大地震規模による日本列島の地震分帯図，地震研究所彙報，65，289-319 .
松田時彦（1998）：活断層からの長期地震予測の現状－糸魚川-静岡構造線活断層系を例にして－，地震，50，23-33.
長田昌彦・徳永朋祥・石橋弘道・栢木智明（1997）：淡路島北部における地震後の地下水挙動，日本応用地質学会平成9年度研究発表会講演論文集，237.
中村一明（1971）：松代地震から学んだこと，科学朝日，1971年10月号，127-133.
中山勝博,（1987）愛知県猿投山周辺の瀬戸層群と猿投－知多上昇帯， 地球科学， 41，2，114-130.
日本第四紀学会編（1987）：日本第四紀地図1　地形・地質・活構造図（1/100万），東京大学出版会，pp119.
野原壯・渡辺邦夫・田中秀実・武部晃充・山下貢・何培明（1999）茂住-祐延断層活断層調査坑道における断層破砕帯周辺の割れ目と透水性について，合同学会予稿集（準備中）
緒方正虔・本荘静光（1981）：電力施設の耐震設計における断層活動性の評価，応用地質，22，1，67-87.
岡本隆一・緒方正虎・小島圭二（1984）：新体系土木工学14，土木地質，土木学会編，71.

岡田篤正（1973）：中央構造線の第四紀断層運動について，杉村隆二編「中央構造線」，東海大出版，49-86.

岡田篤正（1980a）：中央日本南部の第四紀地殻運動－地殻運動の変化と場の移動－，第四紀研究，19，3，263-276.

岡田篤正（1980b）：中央構造線活断層系の性質と形成過程，月刊地球，2，7，510-517.

岡田篤正（1986）：中部日本の活断層とプレート境界問題，月刊地球，8，12.

Okada（1995）：Simulated emprical law of coseismic crustal deformation.，J.Phys. Earth.，43，697-713.

奥村晃史・寒川旭・須貝俊彦・高田将志・相馬秀廣（1997）：奈良盆地東縁断層系の総合調査，地質調査所研究資料集，平成8年度活断層研究調査概要報告書，51-62.

Olsson W.A.(1992): The effect of slip on the flow of fluid through a fracture, Geoph.Research Lett. 19,6,541-543.

小野田耕治・楠山豊治・吉川恵也 (1978)：伊豆大島近海地震による被害(1) 鉄道トンネルの例，トンネルと地下，9, 375-380.

Otsuki,K.（1978）：On the relationship between the width of shear zone and the diplacement along fault, Jour.Geol.Soc.Japan., 84, 601-619.

Pollitz, F. F.（1986）：pliocene Change in Pacific-Plate motion, Nature, 320) 240, 738-741.

Ranalli,G.（1977）：Correlation between length and offset in strike-slip faults, Tectonophysics, 37, T1-T7.

林愛明・重富素子・嶋本利彦・宮田隆夫・竹村恵二・田中秀美・宇田進一・村田明広（1998）：断層岩から見た野島断層の活動史と運動像，月刊地球「断層解剖計画」，No.21号外，208-212.

寒川旭（1978）：有馬－高槻構造線中・東部地域の断層変位地形と断層運動，地理学評論，51，10，760-775.

寒川旭・水野清秀・山口昇一（1987）：50万分の1活構造図　網走，地質調査所.

佐々木俊二・佐藤清隆・川村　淳・青木和弘（1998）：釜石鉱山の地下深部における地震動特性，第10回日本地震工学シンポジウム要旨，pp.1245-1250.

佐竹洋・村田正信（1998）地下水から見る断層周辺の水の動き，月刊地球「活断層の構造と動き」，Vol 3, 160-164.

佐竹健治・寒川旭・須貝俊彦（1998）：金剛断層系のトレンチ掘削調査（補備調査），古地震研究調査概要報告書，151-159.

佐竹健治・寒川旭・須貝俊彦（1997）：金剛断層系の総合調査，地質調査所研究資料集，平成8年度活断層研究調査概要報告書，63-72.

佐藤比呂志・平田直（1998）：活断層の深部構造と日本列島の成立，科学，Vol 68, No1, 63-71.

Sato H., Ikeda Y.,Imaizumi T.,and Ikawa T. (1999): Evolution of the active fault, northern

Honshu, Japan ,(in preparation)
佐藤努・高橋誠（1997）：淡路島の異常湧水の化学組成変化-1995年兵庫県南部地震による影響-，地球化学，Vol 31, 89-98.
Shimizu I., Osawa H., Seo T., Yasuike S., Sasaki S.（1996）：Earthquake-related ground motion and groundwater pressur e change at the Kamaishi Mine. Eng.Geol., 43, 107-118
清水ほか（準備中）：釜石地震研究報告（仮題）
ショルツ（1993）：柳谷　俊訳：地震と断層の力学，古今書院，pp.506.
須貝俊彦・杉山雄一・松本則夫・佃栄吉（1997）：深層オールコアボーリングの解析による養老断層の活動性調査，活断層・古地震研究調査概要報告書, 67-74..
Sugimura A. and Matsuda T.（1965）：Atera fault and itsdisplacement vectors., Geol. Soc. Amer. Bull., 76, 509-522.
Sugiyama Y.（1994）：Neotectonics of Southwest Japan Due to the Right-oblique Subduction of the Philipine Sea Plate, Geofisca International, 33(1), 53-76.
鈴木康弘（1988）：新庄盆地・山形盆地の活構造と盆地発達過程，地理学評論，Vol 61, 332-349.
田上高広・長谷部徳子・蒲原秀典・竹村恵二（1998）：500mコアのフィッショントラック熱年代学から見い出された野島断層近傍の温度異常，月刊地球「断層解剖計画」，号外No.21，175-179.
竹村恵二・村田明広・宮田隆夫・林愛明・外田智千（1997）：断層解剖計画における掘削コアの記載（層序と構造，年代），断層解剖計画シンポジウム，115.
竹村利夫・藤井昭二（1984）：飛騨山地北縁部の活断層群，第四紀研究, 22, 4, 297-312.
田中秀美・樋口孝幸・檜晋一郎・小坂和夫・林愛明・竹村恵二・村田明広・宮田隆夫（1998）：野島断層掘削コア（小倉500mコア）の断層岩分布様式および変形-変質過程，月刊地球「断層解剖計画」，号外No.21，160-164.
高木秀雄・柴田賢・杉山雄一・内海茂・松本哲一（1989）：三重県粥見地域の中央構造線沿いに分布する諸岩石の同位体年代，岩鉱，84，75-88.
高村弘毅・河野忠（1996）：淡路島における兵庫県南部地震後の湧水・地下水の挙動，地下水学会誌，Vol 38, No4, 331-338.
断層地体構造マップ委員会（1999）：最新の断層地体構造図（仮称）.
戸田茂・川崎慎治・三田村崇樹・中川康一・香川敏幸・横田裕・小林芳正・岡田篤正（1997）：養老断層の地下構造と活動履歴－三重県多度町における地震探査－，地震，2，49，429-440.
陶土団体研究グループ（1994）：上部新生界第二瀬戸内累層群における堆積盆地のブロック運動－岐阜県恵那盆地の例－，地球科学，48，1，17-29.
富山県活断層調査委員会（1997）：富山平野西部・呉羽山断層の総合調査，日本地質学会第104年学術大会，303.
Tsuneishi, Y. and Nakamura, K.（1970）：Faulting associated with the Matsushiro Swarm Earthquakes, Bull.Earthq. Res. Inst., 48, 29-51.

恒石幸正・高橋春男（1975）：松代群発地震発生機構についての考察，地質学会春季大会講演集，72.

恒石幸正（1984）：断層，木村敏雄編　地質構造の科学，67-120.

植村善博(1988):丹波高地西南部,三峠断層系の断層変位地形,地理学評論,61(Ser.A)-6, 453-468.

宇田進一・日吉直・皆川潤・林愛明（1995）兵庫県南部地震-地質・地盤と災害-報告書　日本応用地質学会阪神・淡路大震災調査委員会編，4.2 淡路島北部地域，60-108.

宇田進一・林愛明・竹村恵二（1998）：ボーリングコアから見た野島断層破砕帯の地下水の流動，月刊地球「断層解剖計画」，号外No.21, 171-174.

Vermilye,J.M. and Scholz,C.H.(1998) :The process zone: A microstructural view of fault growth. J. Geophys. Res., Vol. 103, No. B6, 12223-12237.

山口勝（1988）木曽山脈東麓における活断層の発達過程，日本地理学会講演要旨，108-109.

吉田鎮男（1995）：花折断層とその活動性，地質ニュース，489，6-16

2.4 火山活動

ここで用いる「火山活動」は，荒牧（1996）で定義されている火山現象「地学的現象のうち，マグマが地表または地表近くに達して引き起こす現象のすべてを指す。噴火活動・火山体の形成・噴気活動などは火山現象の中心となるが，温泉作用・変質作用・鉱化作用・火成岩体の貫入なども広義の火山現象。（volcanic phenomenon）」と同義として扱うものとする。火山活動が地質環境に及ぼす影響としてマグマの貫入・噴出などによって生じる岩盤の破壊，陥没などの力学的影響，地下のマグマから放出される熱エネルギーによる周辺岩盤の温度の上昇，熱水対流系の生成（地下水流動系の変化），地下水への熱水，火山ガスの混入などの熱的，水理学的，地球化学的影響などが考えられる。そのため，地質環境の長期的な安定性を評価するためには，これらの影響が将来的にどの程度まで変化するのかを把握することが重要な課題となる。本稿ではわが国における火山活動の特徴およびそれらが地質環境に及ぼす影響の観点から火山学，地熱開発などの分野における従来の報告および事例研究の成果などを取りまとめた。

2.4.1 わが国における火山活動の特徴

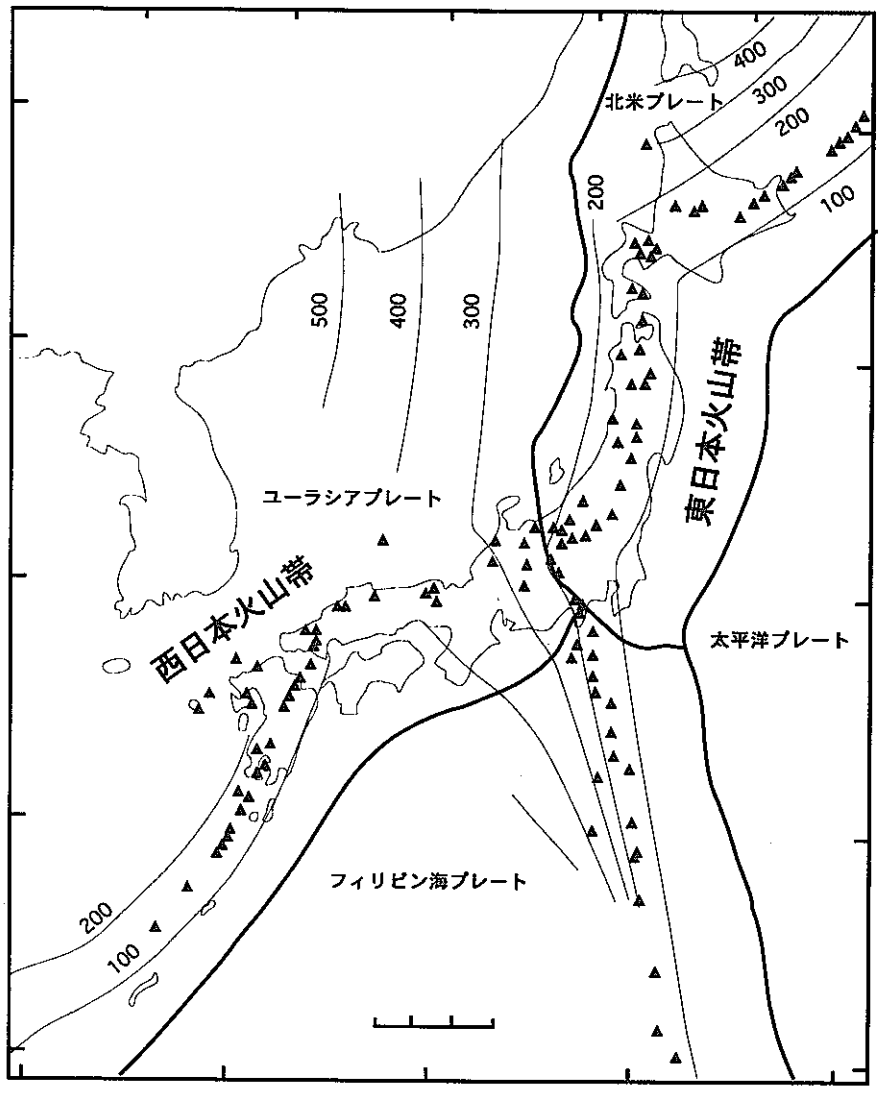
火山活動によるマグマの貫入・噴出，カルデラの形成などの現象は，その周辺の地質環境に重大な影響を及ぼすことが予想されている。しかしながら，火山活動はある特定の地域に偏在するといった特徴を有する。そのため，過去から現在までの火山活動の場の変化を定量的に把握し，活動の規則性や地域性などを見いだすことにより，将来的にそれらの影響を及ぼす範囲を類推することは可能であると考えられる。以下では，日本列島における火山活動の特徴を概観するとともに，活動の規則性や地域性などから将来の火山活動を類推する手法について検討した。

1) 第四紀火山とテクトニックセッティング

地球上の火山の多くはプレートの生産境界である海嶺や消費境界である海溝付近に集中して分布している。日本列島およびその周辺海域は沈み込み帯に位置し，ここには約350の第四紀火山が分布する（第四紀火山カタログ委員会編，1999）。これらの火山は，千島，北海道，東北本州を経て伊豆諸島からマリアナに至る東日本火山帯と山陰から九州を経て西南諸島に至る西日本火山帯に分布している（Sugimura, 1960）（図2.4-1）。

(1) 東日本火山帯

東日本火山帯は北米プレート，ユーラシアプレートおよびフィリピン海プレートの上に位置し，そこには太平洋プレートが沈み込んでいる。これらの火山フロント（火山の分布する最も海溝に近い縁）は千島弧，東北本州弧，伊豆－小笠原弧の3つの島弧－海溝系の伸長方向に対してほぼ平行に延びている。また，深さ100～110kmの深発地震面の上には火山フロントがある。千島弧の南西部に位置する北海道東部



（▲は第四紀火山，——は深発地震面の深度(km)を示す）
(Uto and Tatsumi, 1996)

図 2.4-1 日本列島周辺のプレート配置と第四紀火山の分布

日本列島における第四紀火山は，海洋プレート（太平洋プレートとフィリピン海プレート）が沈み込むライン（海溝）とほぼ平行に帯状配列している。

の火山は，北西－南東方向に雁行配列するが，その方向は千島弧の伸長方向に斜交している。また，この地域の火山は，利尻を除けば火山フロントから60kmの範囲に分布する。北海道東部で東北東－西南西方向に延びている火山フロントは，北海道南西部において南北方向に変化し，東北本州弧の伸長方向とほぼ平行になる。但し，会合部にあたる地域では約50kmの火山分布の空白域が存在する（中川ほか，1995）。東北地方の第四紀火山は火山フロントにあたる脊梁山地とその背弧側に位置する。脊梁山地の火山は，7つの火山地域（数～数十の火山が密集した地域）に分布し，火山地域と火山地域の間は60～100kmにわたって火山分布の空白域になっている（林ほか，1996）。また，背弧側の火山は，これらの火山地域の西側に分布しており，これらの火山の直下の深発地震面は約160kmである。関東・甲信越地方は東北本州弧と伊豆－小笠原弧の会合部に位置し，火山フロントも著しく屈曲する。この地域では広い範囲で火山が分布しているが，そこには北東－南西方向に延びる3つの火山列が認められる。これらの火山列は平行に配列しており，相互の間隔は約50kmである（Uto and Tatsumi, 1996）。富士火山以南の火山帯は，伊豆－小笠原弧の伸長方向に平行に北北西－南南東に延びている。火山帯の幅は南に向かうにつれて徐々に狭くなるが，沈み込んでいる太平洋プレートの沈み込みの角度も南に向かうにつれて大きくなる。最終的に火山帯は一列の火山島になる。伊豆－小笠原弧の第四紀火山（七島－硫黄島海嶺）のすぐ西側には八丈凹地やスミス凹地などの背弧凹地が存在するが，これらは第四紀以降，拡大を開始した可能性がある（Taylor et al., 1991；西村・湯浅，1991）。

(2) 西日本火山帯

西日本火山帯はユーラシアプレートの上に位置し，そこにはフィリピン海プレートが沈み込んでいる。東日本火山帯と西日本火山帯の間には150kmに及ぶ火山分布の空白域が存在する。近畿から山陰にかけての西南本州弧の東側の火山は，分布密度が低く，他の島弧のように明瞭な火山フロントを認識することができない。また，この地域にはいくつかの完新世に活動した火山が存在するが，歴史時代に噴火した火山は知られていない。さらに，西南本州弧の日本海側に沿ってアルカリ玄武岩の単成火山群が離散的に分布するという特徴も有する。これらの地域の深発地震面は，深さが約80km以浅までしか観測されておらず（山崎・大井田，1985），これらの火山は，沈み込み帯に関連しない火山である可能性がある（Iwamori, 1992；宇都，1995）。九州中部には雲仙火山，阿蘇火山，九重火山などの活火山が分布するが，これらの火山は別府－島原地溝帯（松本，1979）に位置している。別府－島原地溝帯は沖縄トラフの拡大軸の延長（木村，1983；多田，1983），あるいは大分－熊本構造線の右横ずれ運動に伴うグラーベン（鎌田，1992）と考えられており，南北方向の地殻水平歪も大きく，東西方向の正断層が多数分布している。九州南部の霧島火山と阿蘇火山の間の約150kmは，火山分布の空白域である。この空白域は九州－パラオ海嶺と呼ばれる海山の列が沈み込んでいる地域の西側（背弧側）に位置す

る。九州の下で観測された深発地震面によると九州中部では沈み込み角度が70°であるのに対して九州南部では50°とやや緩くなっている。また，深発地震面の最深部は前者で140km，後者で170kmである（加茂ほか，1990）。琉球弧の火山フロントは霧島火山から南西側に延び沖縄鳥島付近までは明瞭であるが，それ以南は陸域に存在する第四紀火山は認められない。しかしながら，火山フロントの延長上には地磁気異常を伴う海山や海丘が存在し，これらは第四紀火山である可能性がある（古川，1991）。火山フロントの直下の深発地震面の深さは約100kmである。また，火山フロントの背弧側には沖縄トラフが存在するが，これは第四紀初頭に拡大を開始したことが指摘されている（木村ほか，1985）。

(3) 火山帯とプレートの配置

前述したように火山フロントの直下の深発地震面の深度は約100～110kmの場合が多いが，他の島弧の火山帯においてもほぼ同様な深度に深発地震面が確認されている。また，火山帯の幅はプレートの沈み込みの角度に規制され，角度が増していくほど火山帯の幅は狭くなる（巽，1995）。

火山の分布密度，すなわち火山の発生頻度については，沈み込むプレートの年代とその沈み込みの方向に関係していることが指摘されている（Uto and Tatumi, 1996）。東北日本弧や琉球弧のように明瞭な火山フロントを形成する島弧には比較的古いプレートが島弧とほぼ直交方向に沈み込んでいるのに対して，西南本州弧では比較的若いプレート（四国海盆）が斜交して沈み込んでいる。この理由については，前者の方がプレートが効率的に引きずり込まれるため，ウエッジマントルにおける対流が後者に比べて顕著となり，活発な火山活動が引き起こされたという考えもある（Uto and Tatumi, 1996）。

いずれにせよ，日本列島における第四紀火山の分布の特徴は，プレートの配置，沈み込む方向・角度，沈み込むプレートの年代あるいはその到達深度などと密接に関係していると考えられる。

2) 火山体の地下構造

地下深部から上昇してきたマグマは，地殻中に存在する割れ目を通じて地表に到達し，そこに火口を形成する。また，上昇してきたマグマは，多くの場合，地殻内のマグマ溜まりに一時的に蓄えられる。ある火山周辺において将来的に噴火が生じる可能性を有する範囲や新たな火山が発生する可能性がある地域を類推するためには，地殻内のマグマの通路やマグマ溜まりなど，いわゆるマグマ供給系の空間的構造とそれを支配する要因を明らかにする必要がある。

地殻内でのマグマの通路については，震源分布や発震機構などが直接的な情報を

与えてくれる。S波地震波反射面の観測，地震波速度構造（例えば，鵜川，1994；長谷川・松本，1997）や電磁気構造（例えば，鍵山，1997）などの解析からは，マグマの存在やその拡がりに関する情報を得ることができる。また，噴出したマグマに対しては，単斜輝石圧力計（Nimis, 1955）や全岩化学組成のnormative plot（Baker and Eggler, 1983）を適用することによりマグマ溜まりの深度を推定することが可能である。

開析された成層火山体の内部にしばしばみられる火山岩頚と放射状岩脈は，中心火道と側火山に対応すると考えられるが（中村，1969），これらの地質情報もマグマ供給系の空間的構造を把握するためには重要な知見となる。

(1) 物理探査によるマグマ供給系の空間的構造

日光白根火山群では，マグマの動きと関連があると考えられる，P波低速度域が日光白根と男体山の地下4～5km以深に存在し，これらは北西方向に傾斜しながらモホ面付近まで延びている。また，マグマ溜まりの上面である可能性があるS波の反射面は，日光白根の南東部地下8km～14km付近に認められる。分布の形状は日光白根に向かって円錐状に浅くなる（長谷川・松本，1997）。また，これらの低速度域は背弧側に傾斜しながら上部マントルまで達している（長谷川ほか，1991）。

霧島火山群では，北西部の硫黄山，新燃岳，中岳などの火山の標高-10km程度の深さに10Ω・m以下の低比抵抗層が認められるが，これらはマグマに関連すると考えられる。また，これらの低比抵抗層は火口付近では標高-2～3kmまで浅くなっている。これに対して，南東部の御鉢，御池などの火山では，マグマに関連すると考えられる低比抵抗層は認められない（鍵山ほか，1997）。

高橋・高橋（1995），高橋（1997）は日本列島の活動的ないくつかの火山で得られている最新の知見を統合することにより，マグマ供給系の空間的配置・構造の推定を行っている。それによると玄武岩質の複成火山では上部マントルか基本的には直列のマグマ配管でつながっており，そのところどころにマグマ溜まりが存在していると考えられる。これに対して安山岩質の複成火山では，並列のマグマ配管でつながっており，火口直下のマグマ溜まりに，それより深部に位置する複数のマグマ溜まりからマグマが輸送されているらしい。また，マグマ溜まりの深度は数kmから十数kmと様々である。

(2) マグマ供給系の空間的構造とテクトニクス

マグマ供給系の空間的構造を支配する要因として地殻の密度構造，マントルからのマグマの供給率・継続時間，地殻応力場などが考えられる。地殻の密度構造は，相対的に密度の小さいマグマが，生成の場からどれくらいの深さまで上昇可能か，

また地殻内のどの位置に最もマグマ溜まりができやすいかを支配している。マントルからのマグマの供給率・継続時間は，マグマ溜まりの大きさや将来的な拡大を支配している。さらに，地殻応力場はマグマ供給系の形態やその安定性を支配している（高橋・高橋，1995）。このうち，特に地殻応力場の主応力配置は，地下数km以浅の中心火道や放射状岩脈の空間的配置と密接に関係していると考えられている。

高橋（1994a）は過去1万年間に火道の位置が1.5km 以上移動しなかった火山を火道安定型複成火山，移動したものを火道不安定型複成火山と定義した。これらの火山の安定性・不安定性を支配している要因は噴出の場に働いている広域的・局所的な応力場であると指摘している。引張応力場では開口割れ目が発達しやすいために火道不安定型複成火山が卓越し，圧縮応力場では，それが発達しにくいために火道安定型複成火山が優勢になる。また，広域的な圧縮応力場であっても局所的な引張応力場が働いている場合は火道不安定型複成火山が卓越する。

火口の配列は地殻応力場を反映しており，放射状岩脈は中心火道から離れるにしたがって，σ_{Hmax}と平行になり，火口も同様にσ_{Hmax}の方向に配列する（中村，1969）。高橋（1994b）は日本列島の主な第四紀火山の配列方向と地震の発震機構や活断層から求めた広域的なP軸（σ_{Hmax}）の方向から，P-type（火口配列とP軸が平行になる火山）とO-type（斜交したり直交したりする火山）に区分した。このうちO-typeの火山は両側あるいは片側を逆断層で境された隆起山地に分布していることから，隆起地塊内に働く重力テクトニクスによる局所的な引張応力場の影響によるものと考えられる。

大規模な珪長質のマグマが短時間で噴出すると，マグマ溜まりの上部が崩壊して，地表には陥没カルデラが生じる。陥没カルデラは，その規模や地下構造などからバイアス型，じょうご型，濁川型に区分される（荒牧，1983）。わが国における最大級の陥没カルデラの一つである阿蘇カルデラの大きさは，南北25km，東西18kmにも及ぶ。陥没カルデラが生じる地域の地下には大型のマグマ溜まりが存在する必要がある。マグマ溜まりの大きさも，その地域の地殻応力場に支配されていると考えられている。高橋（1995）は，大量のマグマが蓄積されるためには，静穏な地殻環境，すなわち地殻歪速度が小さいことが条件になることを指摘している。

以上のように，火山体の地下構造については，地震波速度構造探査や電磁気構造探査によってマグマの存在の有無や深度，その大きさなどを確認することは可能である。また，マグマ供給系の空間的配置は，その地域の地殻応力場などのテクトニクスの特徴から推定することは可能である。したがって，将来，マグマの貫入・噴出，大規模カルデラが生じる可能性がある地域やその規模などを評価する際に，これらの知見は重要となる。

3) 第四紀火山活動の時間的・空間的変化

(1) 第四紀火山カタログ

第四紀火山の活動年代，規模，噴火様式などの特徴および活動域の時間的・空間的変化を把握するためには，第四紀火山の情報を収録したデータベースが必要である。日本列島における第四紀火山のデータベースとしては，1962 年に IAVCEI の前身が刊行した活火山カタログや気象庁が刊行した日本活火山総覧，地質調査所による「日本の火山第 2 版」などがあるが，これらは活火山が対象であったり，収録項目が限られるなど，上記の解析を行うためのデータベースとしては十分なものとはいいがたい。今回，日本列島の全ての第四紀火山を網羅し，各火山の特徴を簡潔に記載した「第四紀火山カタログ」を作成した（第四紀火山カタログ委員会編，1999）。

火山カタログの収録火山は，地質調査所による「日本の火山第 2 版」を基本として，その後，得られた年代測定結果などによって第四紀に活動したと思われる火山の加除修正を行っている。収録したデータ項目は，火山体の構造分類，中心火道の緯度・経度，火山体の面積・体積，噴出物の種類，噴火年代，産出する岩石名とその量比，SiO_2 組成レンジと分析データ数，文献リスト，火山地質図などである。「第四紀火山カタログ」の一例を図 2.4-2 に示す。

「第四紀火山カタログ」に収録された第四紀火山は 354 火山である。図 2.4-3a および図 2.4-3b に日本列島の第四紀火山の体積と活動期間のヒストグラムを示す。体積は 0～10km^3 に，活動期間は 10～20 万年に最頻値を持つ。なお，体積の平均値は 41.3km^3，活動期間の平均値は 38.2 万年である。

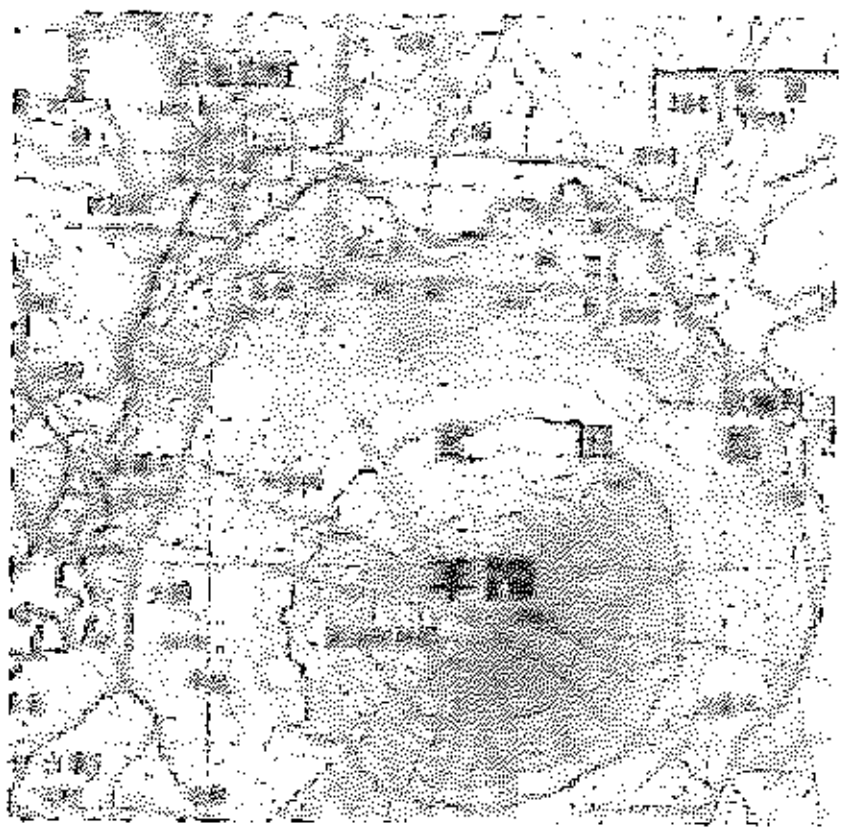
(2) 日本列島における第四紀火山活動の時間的・空間的変化

日本列島における第四紀火山活動の時間的・空間的変化を把握するために，0～50 万年前，50～100 万年前，100～150 万年前，150～200 万年前に活動が認められた火山の分布を図 2.4-4 に示す（ここで，時代区分をまたがる火山，例えば 70～120 万年前に活動した火山については，50～100 万年前，100～150 万年前の 2 つ時代に図示されている）。これらによると第四紀火山は，2.1 の東日本火山帯と西日本火山帯の中で活動しており，火山フロントの海溝側には活動が認められない。島弧における第四紀の火山フロントの時間変化の一例として，東北日本弧における 2.0～1.5Ma，1.5～1.0Ma，1.0～0.5Ma，0.5～0Ma の火山フロントを図 2.4-5 に示す。2.0Ma 以降の火山フロントには，新第三紀中新世にみられるような顕著なフロントの移動は認められず（例えば，大口ほか，1989），各時代の火山フロントは脊梁山地の東西 20～30km の範囲内に位置する（梅田ほか，投稿中）。

（個々の島弧における火山活動の時間的・空間的変化については，現在，解析中）

委員	宇井	レコード番号	42
日本の火山第 1 版	162	活火山カタログ	
		登録年月日	
日本の火山第 2 版	194	火山体番号	
		修正年月日	97.2.19

備考: 年代測定値欄：Yo-III; 羊蹄第 3 軽石・スコリア層, Yo-II; 羊蹄第 2 軽石・スコリア層, Yo-I; 羊蹄第 1 軽石・スコリア層, En-a; 恵庭a



著者	児玉浩・宇井忠英・中川光弘	Yutaka Kodama, Tadahide Ui and Mitsuhiro Nakagawa
火山名	羊蹄	Yotei
別名	後方羊蹄，蝦夷富士，マッカリヌ	Shiribeshi, Ezo-fuji, Makkarinupuri
グループ名		
グループ内位置		
火山体の分類	成層火山(SC)	Stratovolcano (SC)

	緯度		経度	
地形的		N,		E
主火道	42°49.5'	N,	140°48.7'	E

最高点高度	1989	m
基盤高度	250	m
分布面積	38.5	km^2
火山体体積	18.2	km^3

噴出物の分類

[先羊蹄]岩屑なだれ堆積物 0.72km3
[旧期]溶岩流(LF)(不明)
[新期]火砕丘(PC) | 0.23km3
　　溶岩流(LF) |
[北山期]溶岩流(LF) | (不明)
　　火砕丘(PC) |

Material

[Senyotei] debris avalanche 0.72km3
[1st stage] lava flow(LF) (not estimated)
[2nd stage] phyroclastic cone(PC) | 0.23km3
　　lava flow(LF)
[Kitayama stage] (volume not estimated)

層序

羊蹄火山は洞爺火砕流堆積物とその２次堆積物からなる標高200-250mの台地上に生じた成層火山である．[2]

Stratigraphy

Yotei volcano is strato volcano erupted on the plateau, 200~250 meter above sealevel, made by Toya pyroclastic flow deposit and its secondary deposit. [2]

年代測定値

Yo-IIIの下部のSpfa-1, Spfl; 4200±1800y.B.P., 14C法[3]
羊蹄山東麓のYo-IIの直下と思われる層準; 25270±1050y.B.P.,27280±1910y.B.P.,14C法[4]
Yo-I上位のEn-aの２次堆積による内陸古砂丘中; 13100±1200y.B.P.,14C法[5]
Yo-I直下の層準を示すと思われる野幌丘陵の河岸段丘堆積物中の木片; 15000±400y.B.P.,14C法[6]
Yo-a; 5930±2180y.B.P.,14C法[8]

dating

Spfa-1, Spfl under Yo-III; 4200±1600y.B.P., 14C dating [3]
The layer is estimated under Yo-II, eastern floor of Mt. Yotei; 25270±1050y.B.P.,27280±1910y.B.P.,14C dating [4]
Within inland old sand dune, En-a secondary deposit above Yo-I; 13100±1200y.B.P.,14C dating [5]
Wood within river terrace sediments, Nopporo hill estimated under Yo-I; 15000±400y.B.P., 14C dating [6]
Yo-a; 5930±2180y.B.P.,14C dating [8]

岩石名

玄武岩	玄武岩質安山岩	安山岩	デイサイト	流紋岩	その他
なし	稀	大部分	少ない	なし	

分析値

Hb-ol.-bg. hyp-aug. andesite (SiO2=55.3~64.7%) [1] (15個)
Aug.-hyp. andesite (SiO2=54.2~65.0%) [2] (35個)
Ol.-bg. aug.-hyp.andesite (SiO2=54.2~63.8%) [2] (7個)
Hb.-bg. aug.-hyp. dacite (SiO2=64.4%) [2] (1個)
Aug.-hyp. dacite (SiO2=63.0~65.9%) [2] (5個)

引用文献

	Ref file No.	文献名（和文）	文献名（英文）
[1]			Nakagawa, M. (1992) J.Fac.Sci., Hokkaido Univ., IV, 23, 175-197
[2]		藤田東平(1992)北大卒業論文	Fujita, O. (1992) Graduation Thesis, Hokkaido Univ. In Japanese
[3]		柳田誠(1994) 第四紀研究33, 205-207.	Yanagida, M. (1994) Quaternary Research, 33, 205-207, in Japanese with English abstract.
[4]		大貫康行・井島行夫・春日井昭・佐藤博明(1977) ，地球科学, 31, 87-89.	Ohnuki, Y., Ijima, Y., Kasugai, A. and Sato, H. (1977) Chikyu Kagaku (Earth Science), 31, 87-89, in Japanese.
[5]		藤山広武・田沼靖(1972) 地球科学, 26, 136-137.	Fujiyama, H. and Tanuma, Y. (1972) Chikyu Kagaku (Earth Science), 26, 136-137, in Japanese.
[6]		柏原信(1970) 地球科学, 24, 149-150.	Kashiwabara, M. (1970) Chikyu Kagaku (Earth Science), 24, 149-150, in Japanese.
[7]		星住（宇野）リベカ(1996)第四紀露頭集-日本のテフラ-, 日本第四紀学会４０周年特別企画, 128-128p.	Uno-Hoshizumi, R. (1972) Inventry of Quaternary Outcrops -Tephras in Japan-, Japan association for Quaternary Research 40th Anniversary special publication, 128-128p. in Japanese.
[8]		佐々木竜男・片山雅弘・富岡悦郎・佐々木清一・矢沢正士・山田忍・矢野義治・北川芳男(1971) ，第四紀研究, 10, 117-123.	Sasaki, T., Katayama, M., Tomioka, E., Sasaki, S., Yazawa, M., Yamada, S., Yano, Y and Kitagawa, Y. (1971) , Quaternary Res., 10, 117-123, in Japanese with English abstract.
[9]			Hayakawa, Y. (1985) Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo, 60, 507-592
[10]			

図 2.4-2 第四紀火山カタログの一例（羊蹄）

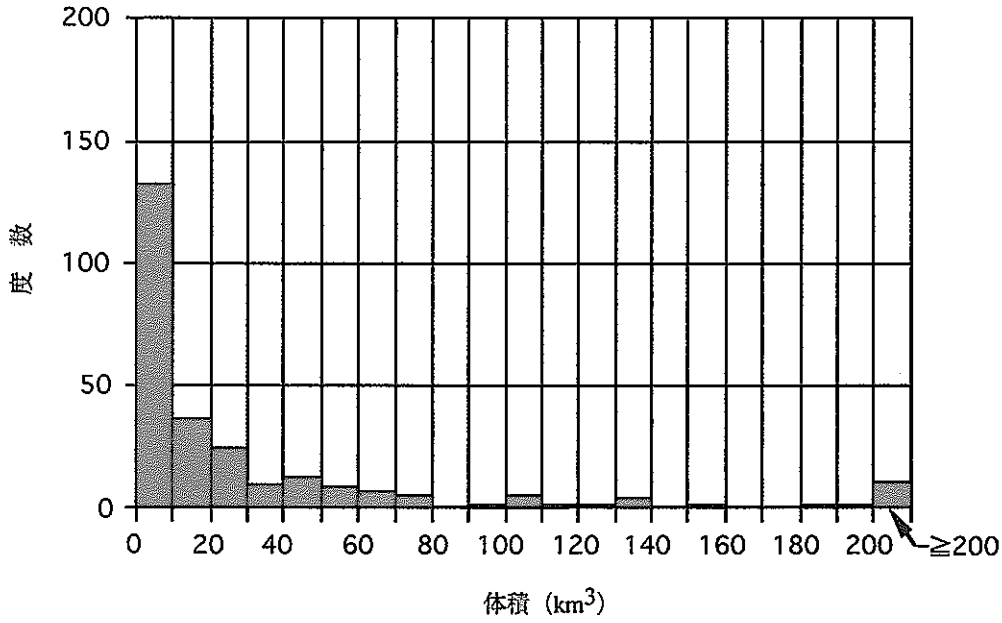


図 2.4-3a 第四紀火山における体積の頻度分布

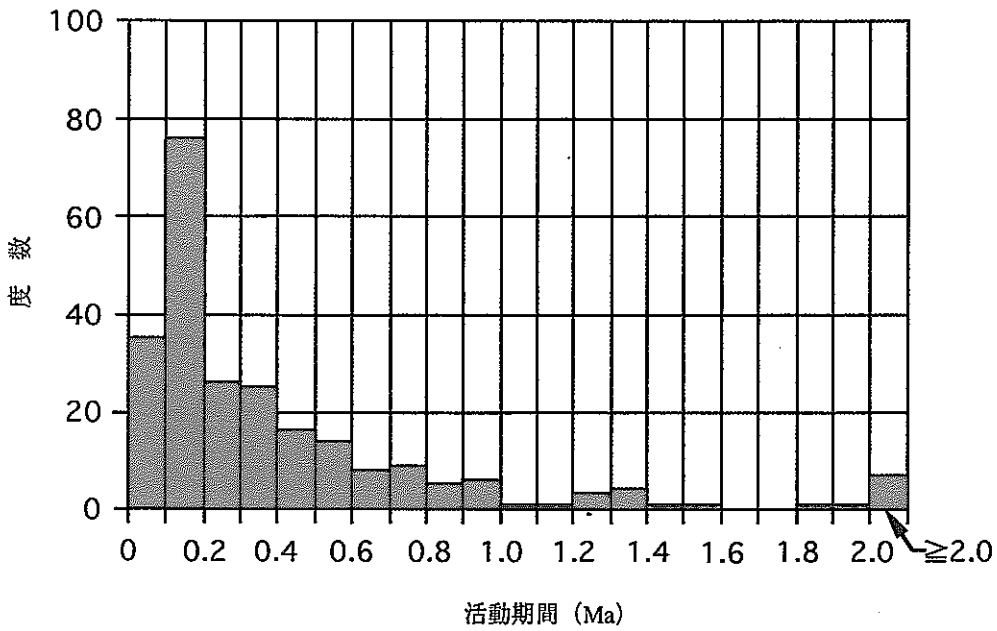
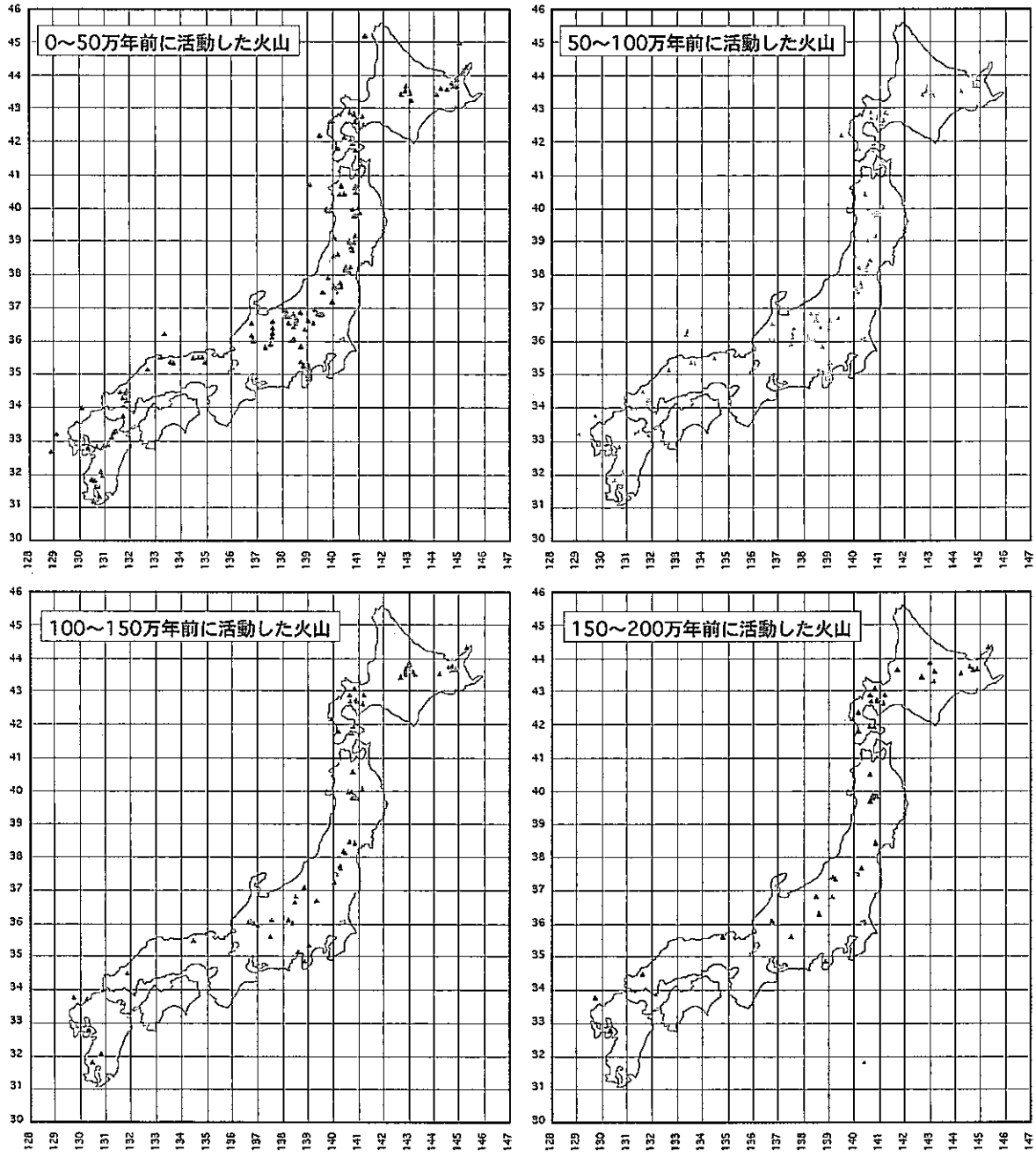


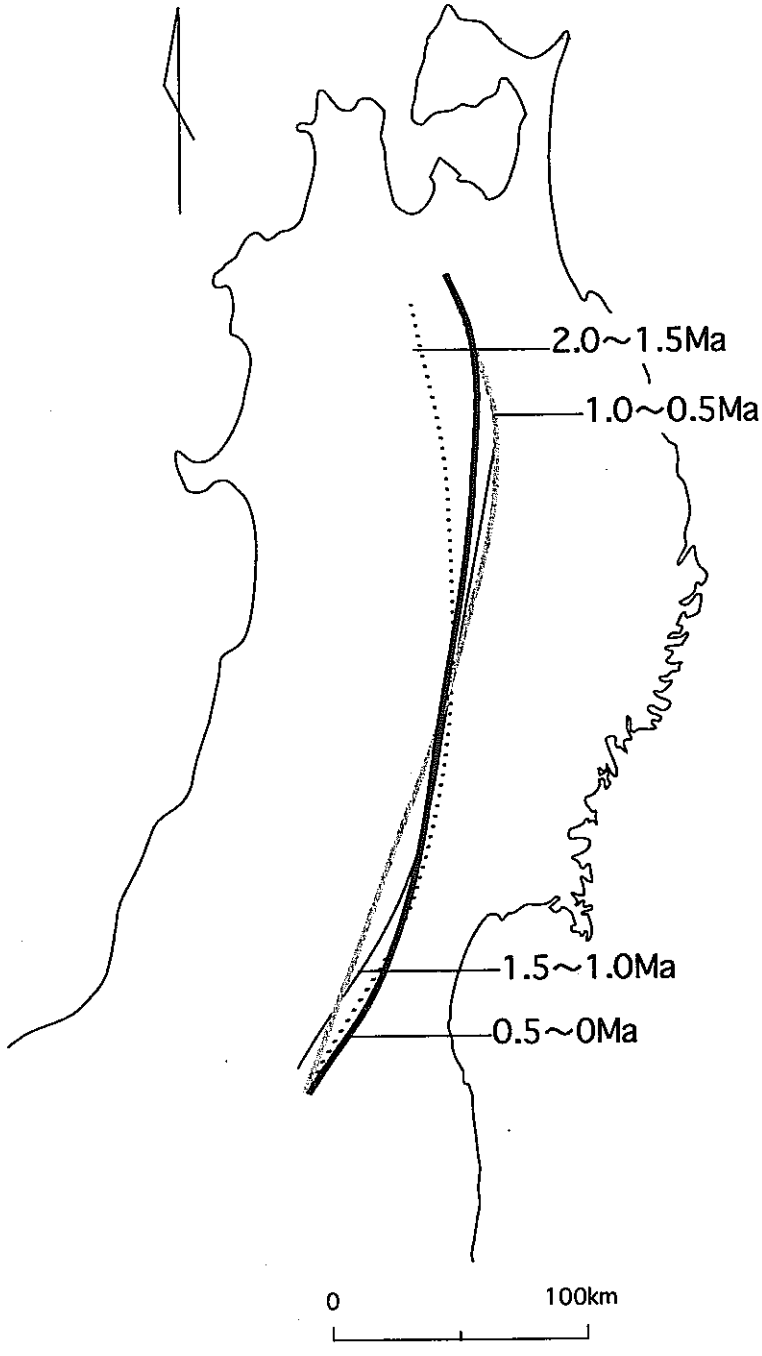
図 2.4-3b 第四紀火山における活動期間の頻度分布



（第四紀火山ｶﾀﾛｸﾞﾜｰｷﾝｸﾞｸﾞﾙｰﾌﾟ編，1999をもとに編集）

図2.4-4 日本列島における第四紀火山の時空分布

過去の各期間内に活動した火山の分布。第四紀の期間を通じて，火山活動の場に大きな変化は認められず，むしろ同じ地域において新たな火山の形成を含む活動を繰り返している。



（梅田ほか，1999をもとに編集）

図 2.4-5 東北日本における各時代の火山フロント

このように第四紀の時間スケールでは，島弧スケール（数百 km オーダー）の火山活動の変化，例えば，火山フロントの顕著な移動などは確認できない。第四紀の時間スケールでの火山活動の変化については，むしろ，火山帯の中の火山地域や火山列（数十 km オーダー）での活動の変化，例えば，活動域の拡大・縮小，移動などを検討する必要がある。

(3) 火山地域・火山列における第四紀火山活動の時間的・空間的変化

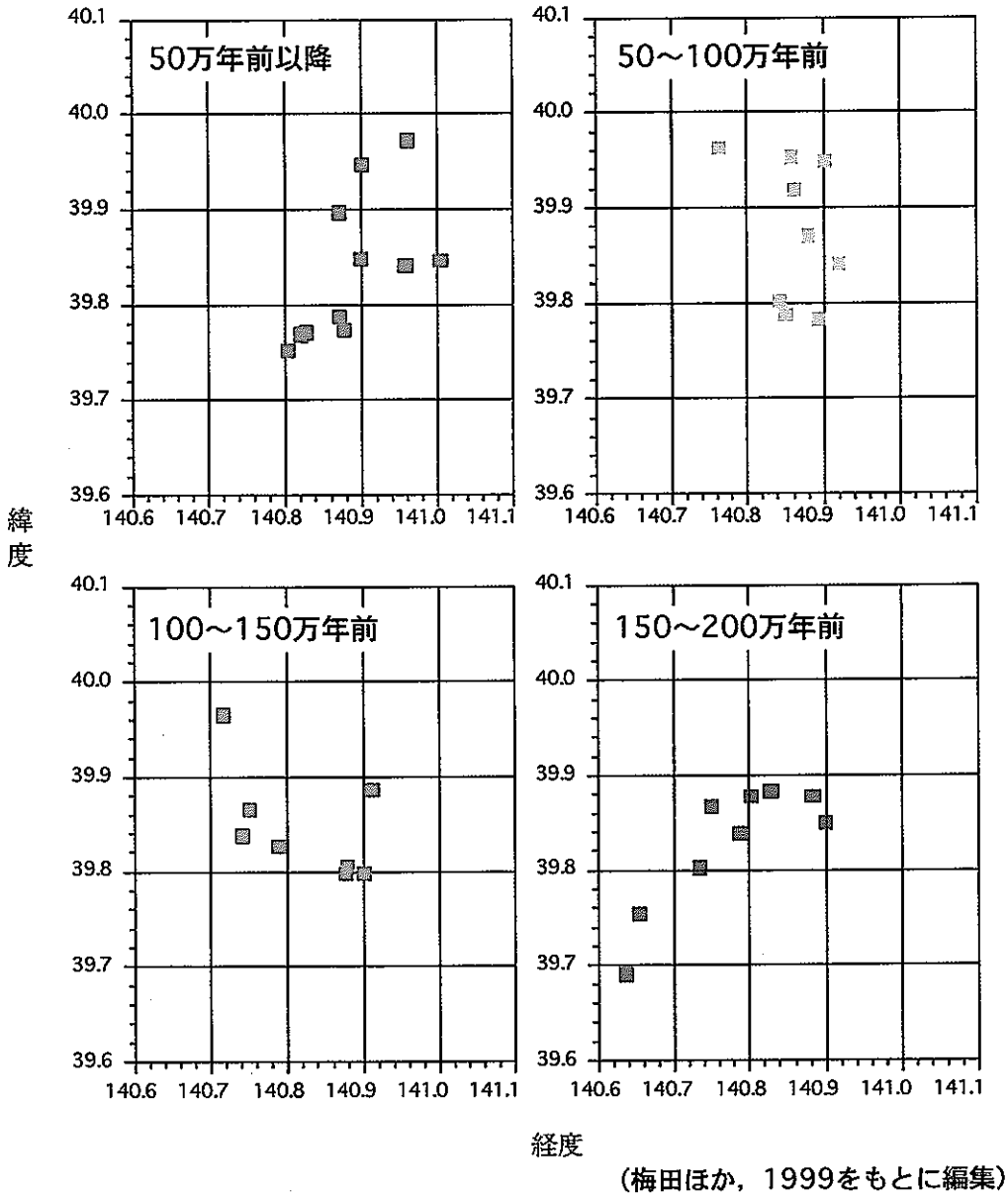
火山地域・火山列スケールでの火山活動の時間的・空間的変化を把握するためには，対象とする地域の火山すべてについて精密な活動史を編纂する必要がある。しかしながら，わが国ではこのような調査・研究がなされている地域は数少ない。ここでは，これまでに比較的多くの火山地質調査や放射年代測定などが行われており，火山活動の時間的・空間的変化について検討されている仙岩地域（梅田ほか，1998）および肥薩地域（横瀬ほか，1998）に関する事例を示す。

東北日本の仙岩地域には東西 50km，南北 30km の範囲に岩手，秋田駒ケ岳，秋田焼山などの活火山を含めて 37 の火山が分布する。これらの火山のうち，0～50 万年前，50～100 万年前，100～150 万年前，150～200 万年前に活動が開始した火山の分布を示す（図 2.4-6）。これらによると，南西に分布する火山に比べて北東に分布する火山の活動の開始時期が若い。また，この地域の火山の活動期間は数万年～数十万年程度であることから，活動域は南西から北東に移動していることになる。また，九州南部の肥薩地域は東西 60km，南北 30km の範囲に 20 の火山が分布する。この地域には 2.0Ma 頃にはその地域全体で火山活動が認められた。火山活動は西部域ほど早期に終了し，東部域ほど活動期間が長い。このことは活動域が西から東に向かって縮小していることを意味する。また，活動域の西端は，3km/10 万年程度の速度で東進したと見積もられている（横瀬ほか，1998）。

以上のように，火山地域・火山列スケールでの火山活動は，第四紀の時間スケールの中で活動域の拡大・縮小あるいは移動などの変化が生じている。これらの変化はある一定の傾向（方向・速度など）が認められる場合がある。

4) 火山活動の規則性とその将来予測

従来の火山の噴火予知は，一つの火山を対象に地震，地殻変動，重力，電磁気などの地球物理学的な情報，火山ガス，温泉水などの地球化学的な情報などを利用して噴火の短期的な前兆現象をとらえることを目的としている。しかしながら，地質環境の長期安定性の評価を目的とした火山活動の将来予測は，いつ，どこで，どの位の規模の噴火が発生するのかを予測する，いわゆる噴火予知ではなく，主に地質学的な情報を用いて，将来，火山活動が生じる可能性がある地域を類推することで



（梅田ほか，1999をもとに編集）

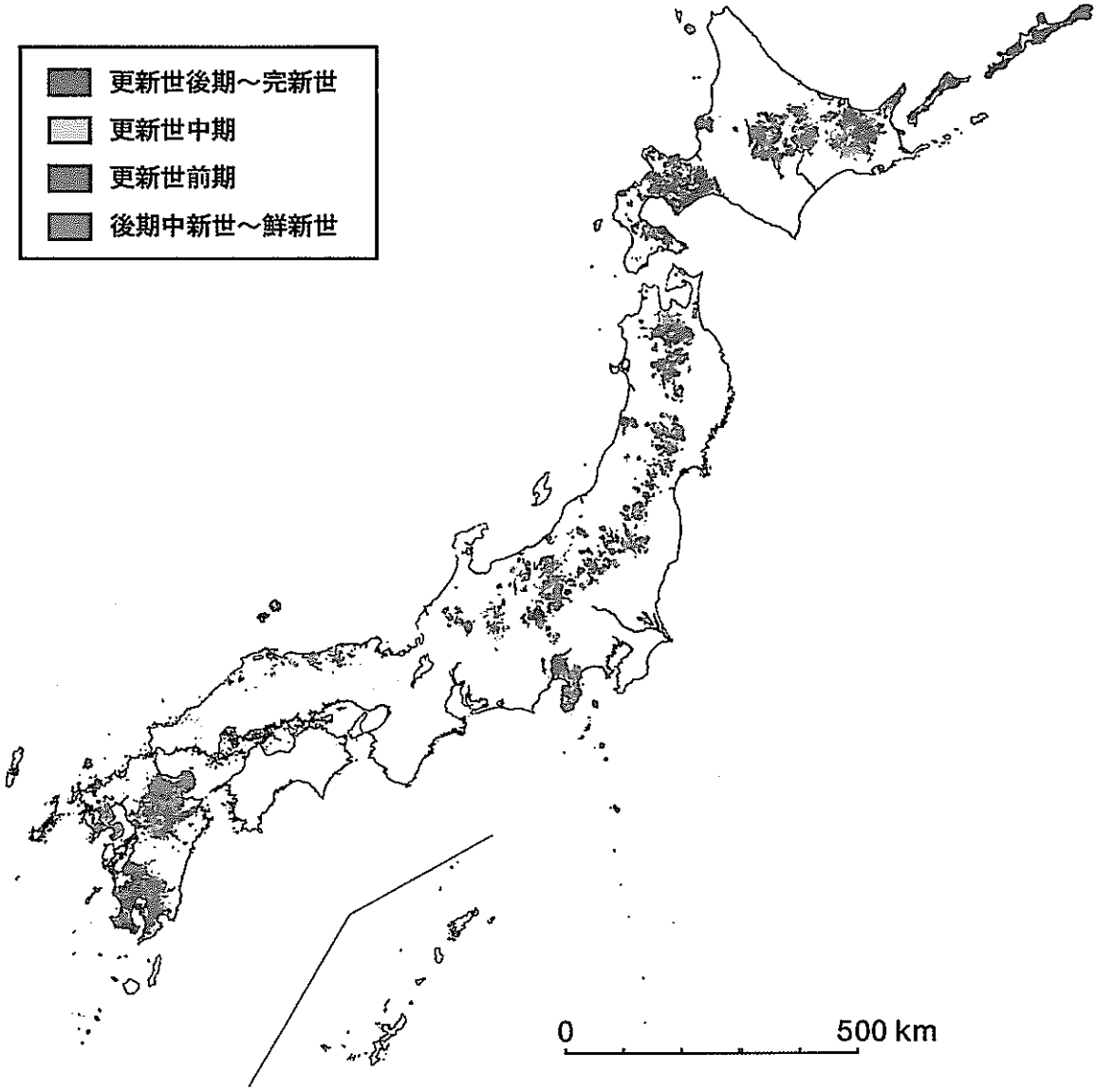
図 2.4-6 仙岩火山地域における第四紀火山（噴出中心）の出現年代（活動開始年代）

ある。そのためには，評価する期間に応じた時間・空間スケールの中で過去の活動の規則性を見いだし，それに基づいた予測を行うことが重要である。

島弧スケールでの火山活動の時間的・空間的変化，例えば火山フロントの顕著な移動や新たな火山地域・火山列の形成などは，新第三紀以降の千数百万年以上の時間の中では生じている。特に，新第三紀中新世中期の日本海，千島海盆，四国海盆などが拡大したと推定された時期には，火山フロントは数百万年間に数十km以上移動したことが報告されている（例えば，大口ほか，1989；渡辺，1994）。また，西南日本では，第四紀火山の分布している中国地方の日本海側から100km以上離れた海溝側の四国や紀伊半島などにも火山活動が生じている（例えば，高橋，1986）。これらの原因については，背弧海盆拡大にともなう，プレートの配置や上部マントルの温度構造の変化によって生じたものと考えられている（例えば，周藤ほか，1993；佐藤・吉田，1993）。

中新世後期～鮮新世以降になると，それ以前に比べて火山活動が偏在する傾向が認められる。図2.4-7に中新世後期～鮮新世，更新世前期，更新世中期，更新世後期～完新世の火山岩類の分布（地質調査所，1992）を示す。これらの分布範囲は第四紀の東日本火山帯と西日本火山帯にほぼ一致することがわかる。このことから日本列島の火山活動の偏在性は，およそこの時期まで遡ることができる。また，この時期以降の太平洋プレートの運動方向には変化が認められるものの（例えば，Jackson et al.，1975；Cox and Engebretson，1985； Pollitz，1986），プレートシステムには大きな転換は認められない（2.2）。中新世後期～鮮新世以降の火山フロントの移動は，中新世中期に比べて1桁程度小さくなり，東北日本では8～5Ma以降，西側に10～15km（大口ほか，1989），九州南部では中新世後期以降，6～9mm/y.で東側に移動した（渡辺ほか，1997）ことが報告されているが，これは2.3で述べた火山地域・火山列スケールでの活動域の拡大・縮小，移動する速度と同程度である。また，東北日本では14Ma以降，火山活動の偏在性が徐々に大きくなっているという指摘もある（Kondo et al.，1998）。

以上のように島弧スケールの火山活動は，中新世後期～鮮新世以降，現在の火山帯に偏在して活動が生じていること，また，火山フロントの顕著な移動は認められないことなどから， 今後もプレート運動の体系が大きく変化しない限り，火山活動の場（東日本火山帯・西日本火山帯）が大きく変わることは考えにくい。そのため，将来十万年程度を予測する際には，島弧スケールの数百万年程度の変化よりも，むしろ火山地域・火山列スケールでの数十万年程度の変化に基づく評価を行うことが適切といえる。しかしながら，現在の日本列島およびその周辺海域では，新たなプレートの沈み込みの開始（例えば，中村，1983）や背弧リフティング（例えば，西村・湯浅，1991；氏家，1996）などの現象が生じていることが指摘されてい



（地質調査所，1992を編集）

図2.4-7 後期中新世～鮮新世以降の火山岩類の分布

後期中新世～鮮新世以降の噴出物は，現在の東日本火山帯と西日本火山帯に分布する。

る。例えば，伊豆－小笠原弧では，2.8 Ma頃に背弧リフティングが開始したが，その後，リフト地域および火山地域は約50km以上東進したことが報告されている（石塚ほか，1999）。したがって，地域によってはこれらの影響も考慮する必要がある。

火山地域・火山列スケールでの火山活動には，第四紀の時間スケールでの活動域の拡大・縮小あるいは移動などが生じているが，将来予測に際しては，これらが変化する方向や速度を適切に把握することが必要である。仙岩地域や肥薩地域の例によると活動域の変化する方向は一定で，その速度も10万年間で数百m～数km程度である。

また，既存の火山からどの程度の範囲に新たな火山が発生する可能性があるかを検討することも重要となる。図2.4-8に仙岩地域に分布する最近100万年以内に発生した火山を対象に新たに発生した火山から，それ以前に存在していた火山までの最短距離をヒストグラムで示す。これらによると仙岩火山地域においては，新たな火山（複成火山）の多くは，既存の火山から5～6km程度の範囲内に発生していることがわかる。また，単成火山の発生する可能性の範囲の一例として，東伊豆単成火山群の最近10万年以内に発生した火山を対象に，早川・小山（1992），小山ほか（1995）のデータを用いて同様な解析を行った。これによると，単成火山の多くは既存の火山から3～4km程度の範囲内に発生しており（図2.4-9），仙岩地域の複成火山に比べてさらに近いところに発生する傾向が認められる。これらのように，火山の分布密度が高い地域（火山地域や単成火山群）では，将来も新たな火山の発生が考えられるが，それらが既存火山の分布範囲から大きく離れた場所に発生する可能性は低い。

いずれにしても，将来十万年程度を予測する際には，評価の対象となる火山地域・火山列の火山について詳細な火山地質調査（例えば，守屋，1993；梅田ほか，1996）や放射年代測定（例えば，宇都，1995；兼岡，1998）などを行うことにより，精密な活動史を編纂し，数十万年程度の火山活動の時間的・空間的変化を明らかにする必要がある。また，地質学的な情報による単純な外挿ばかりではなく，地殻応力場などのその地域のテクトニクスを考慮することや物理探査によって地下のマグマの存在の有無などを確認することによって評価に対する信頼性が向上すると考えられる。

2.4.2 火山活動が地質環境に及ぼす影響

火山活動が生じている地域では，地下のマグマ溜まりや高温岩体から放出される熱エネルギー，あるいは火山性物質の混入などによりその地域の地質環境には熱的，水理学的，地球化学的影響が及ぼされることが想定される。以下では，日本列島における第四紀火山と地温勾配分布の関係，火山およびその周辺地域における地

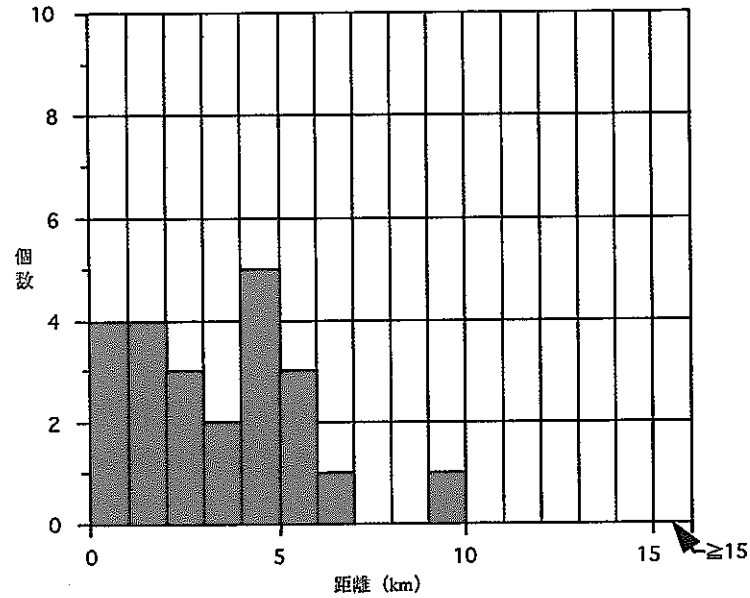


図 2.4-8 新たに出現した火山から最も近い既存火山までの距離（仙岩地域）

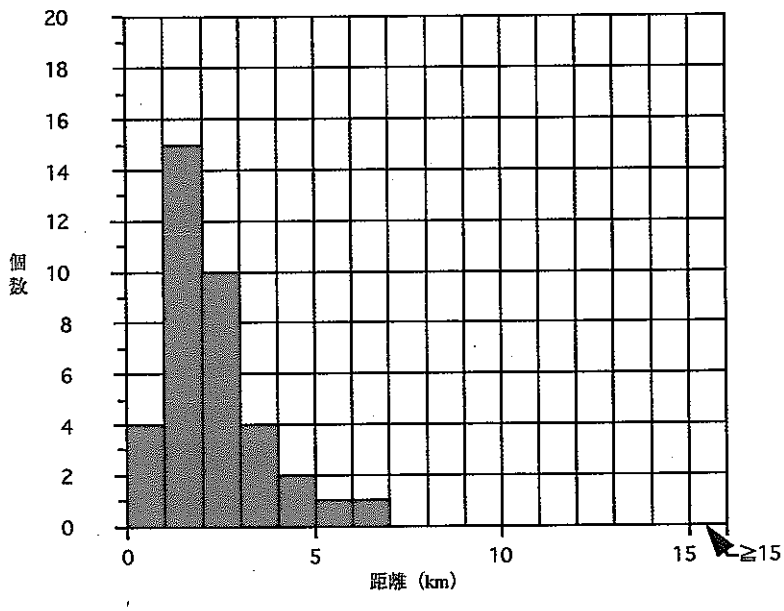


図 2.4-9 新たに出現した火山から最も近い既存火山までの距離（東伊豆単成火山群）

下の温度構造および熱水対流系，地下水の化学組成などについて述べる。

なお，大規模珪長質火砕流や山体崩壊，降下火山灰などは，地形や植生に変化を与え，地下水理にも影響を及ぼすことが想定される。しかしながら，これらによる地形の変化は，主に河川を埋設させるため，それ以前に比べて起伏は小さくなり動水勾配は逆に小さくなる。また，植生の破壊によって一時的（数年～数十年程度）には蒸発散量が低下し，河川流量が増大するが，地下深部（岩盤中）への涵養には，ほとんど変化が生じないと考えられる。したがって，ここでは地形・植生変化による水理学的な影響は考慮しない。

1) 第四紀火山と地温勾配分布

火山とその周辺の温度構造の関係，さらに火山の地下に存在すると考えられる熱源（マグマ溜まり・高温岩体）からの熱の影響を定量的に把握するためには，まず第一に日本列島における温度構造の特徴を明らかにすることが必要である。実測された温度データを基に，日本列島の大局的な温度構造を明らかにしたものとしては，地殻熱流量図（松林ほか，1992 ；Geological Survey of Japan and CCOP，1997）や温度勾配図（大久保，1993；矢野ほか，1994）がある。しかしながら，これらは十分なデータに基づくものとはいいがたく，火山帯の高温異常域と前弧側の低温域を示すような概括的なものであった。そのため，火山やその周辺地域の局所的な熱異常を十分に表現するまでに至っていない。

近年，温泉開発などによって，非地熱地帯においても多数の深層ボーリングが掘削され，地下の温度データが蓄積されてきた。今回，これらのデータの収集を行い，各坑井ごとの地温勾配値を計算した上で，内挿処理による地温勾配図を作成し，局所的な熱異常の抽出を行った。

(1) 坑井温度データの収集と地温勾配図の作成

坑井温度データは，矢野・村岡（1986）によって，地熱坑井データベース（SIGMA）として取りまとめられている。前出の地温勾配図は，これらのデータを基に作成されたものである。したがって，今回はそれ以降に新たに掘削された坑井を中心に温度情報に関するデータの収集を行った。収集したデータは，緯度，経度，標高，掘削深度，温度検層プロファイル，坑底温度，スタンディングタイムなどである。また，今回収集したデータのほか，SIGMA と北海道の坑井温度データ（北海道立地下資源調査所，1995）さらに地殻熱流量データ（山野ほか，1997）を併せて，総計1943点のデータを取りまとめた（矢野ほか，1999）。

一般に地温勾配（℃/100m）は，深度対温度のデータ（温度プロファイル）に基づいて算定される。特に，直線的な温度プロファイル（伝導タイプ）は，その値が明

確に求めることができる。しかしここでは，できる限り多くの坑井データを生かす意味で，温度プロファイルが厳密には直線的でない場合も含めて，坑底温度（あるいは最高温度）と基準温度との差から地温勾配を算定した。

$\Delta T = (T_z - T_o) / z$ ・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・1)－①
但し，
ΔT：地温勾配
T_z：坑底温度
T_o：基準温度
z：坑底深度
である。

基準温度については，各坑井の最寄りの気象官署における平年気温（国立天文台編，1997）を採用した（田中ほか，1999）。また，浅い坑井では温度測定誤差が地温勾配に大きく影響すること，空隙率や浸透率が深部に比べて大きいため，地下の熱水流動の影響が大きくなることなどの理由から，300m以浅のデータは削除した。

地温勾配図はダブルリニア補間法，加重平均補間法，クリッギングおよびSmith and Wessel (1990)のアルゴリズムを試み，比較検討を行った。その結果，各手法ともデータ取り込み範囲などのパラメータを適切に設定すれば，部分的に多少の相違は生じるがほぼ同様なコンターを描くことが明らかとなった。図 2.4-10 は Smith and Wessel（1990）のアルゴリズムで日本列島全体の地温勾配値を内挿し，900 万分の 1 地温勾配コンター図としたものである。この際，格子の中央値をとることにより推定した0.025 度間隔の格子点上での地温勾配値を，初期値として与え，坑井の深さで重みをつけた。なおこのアルゴリズムの計算および図の作成には，GMTsystems ver. 3 (Wessel and Smith，1995）を用いた（矢野ほか，1999）。

(2) 日本列島における高温異常域

地温勾配図から，高温異常の背景となるバックグランドの値（広域的な地温勾配値）を読み取ると，北海道の日高西部，三陸海岸周辺，関東平野東部，関東山地周辺，濃尾平野周辺，琵琶湖周辺，中国南部，四国，九州北部と中央部の非火山地帯の各地域では 2℃/100m 程度であるのに対して，北海道や東北，北陸，中部，近畿南部，中国北部，九州中央部，九州南部の各地域では 3～5℃/100m とやや高い値を示す。また，地温勾配が10℃/100m 以上の高温異常域は，北海道東部（知床，阿寒），北海道中央部（大雪，十勝），北海道南西部（定山渓，ニセコ，支笏洞爺，渡島半島），東北脊梁山脈部（下北，八甲田，仙岩，栗駒，蔵王，吾妻，会津，肘折，那須，塩原，草津白根），飛騨山脈周辺，伊豆半島東部，大島,八丈島，紀伊半島南部，山陰中部，九州中央部（別府～島原），および九州南部（霧島，指宿）にそれぞれ

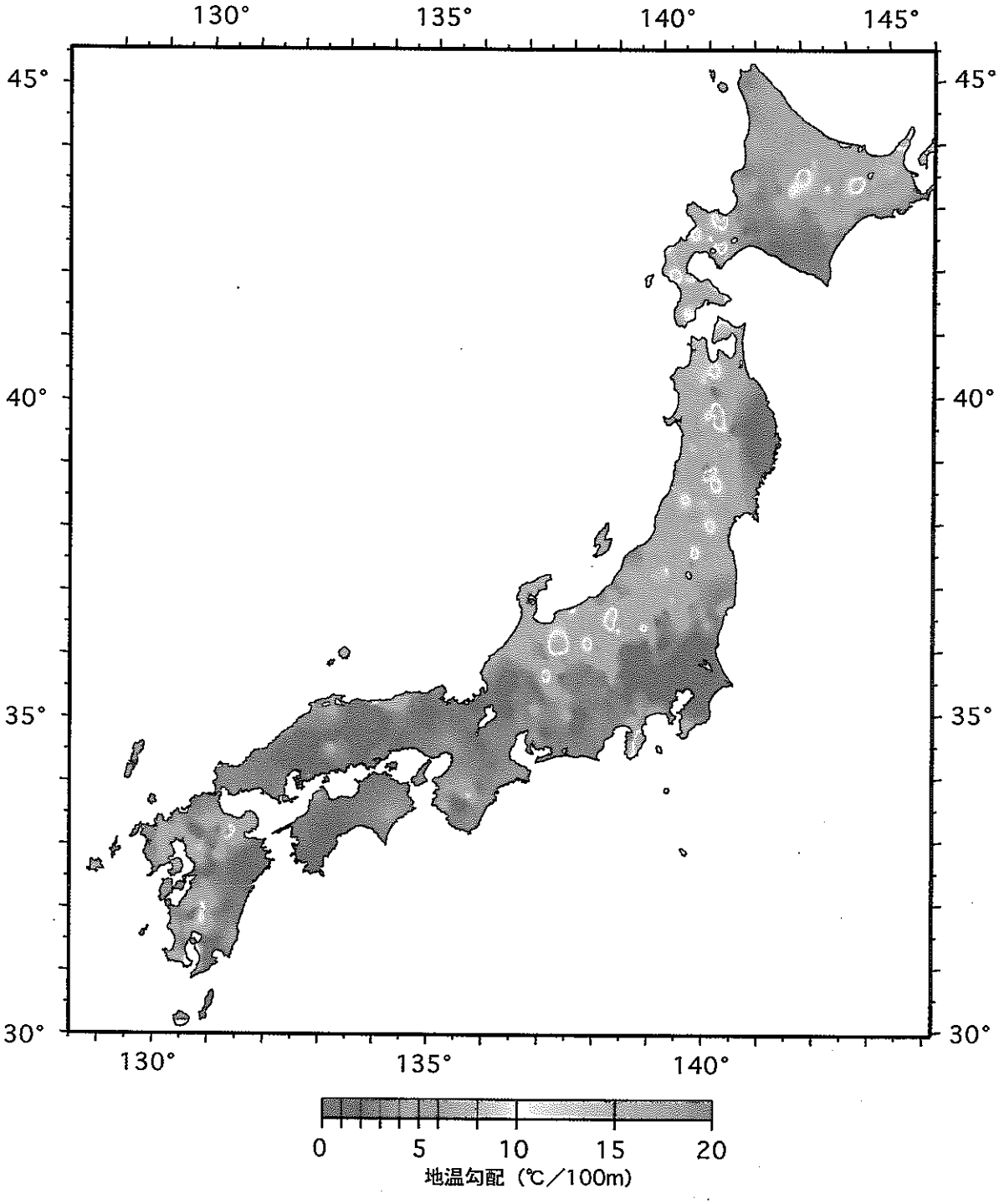


図 2.4-10 日本列島の地温勾配コンター図

分布しており，第四紀火山の分布と整合的である。しかしながら，富士，御岳，鳥海などは，活火山であるにも係わらず，火山周辺に高い地温勾配が認められない。このように，現在の高温異常域は第四紀の火山活動に関連していると考えられるが，すべての第四紀火山およびその周辺地域が高温異常域となるわけではない。

また，紀伊半島南部のように第四紀火山が存在していない地域においても高温異常域が認められる。これら非火山地域に高温異常域が存在する理由として，地表に噴出していないものの地下にマグマが存在するという考え（Wakita et al., 1987）や地下深部まで発達した断裂系から熱水が上昇した（大石ほか，1995）といったモデルが提案されているが，統一的な見解は得られていない。

(3) 火山およびその周辺地域の地温勾配

火山周辺の高温異常域の広がりを検討するために，大雪，八甲田，吾妻，焼岳，霧島の各火山の周辺に位置する坑井の地温勾配値と噴出中心から坑井までの相関を図 2.4-11 に示す。これらの火山では噴出中心から離れるにしたがって，地温勾配は低下し，概ね噴出中心から 10～20km 程度でその地域のバックグラウンド程度の地温勾配値になる。また，地温勾配の最大値や距離に対する地温勾配の低下率は火山ごとにやや異なる（梅田ほか，1999）。

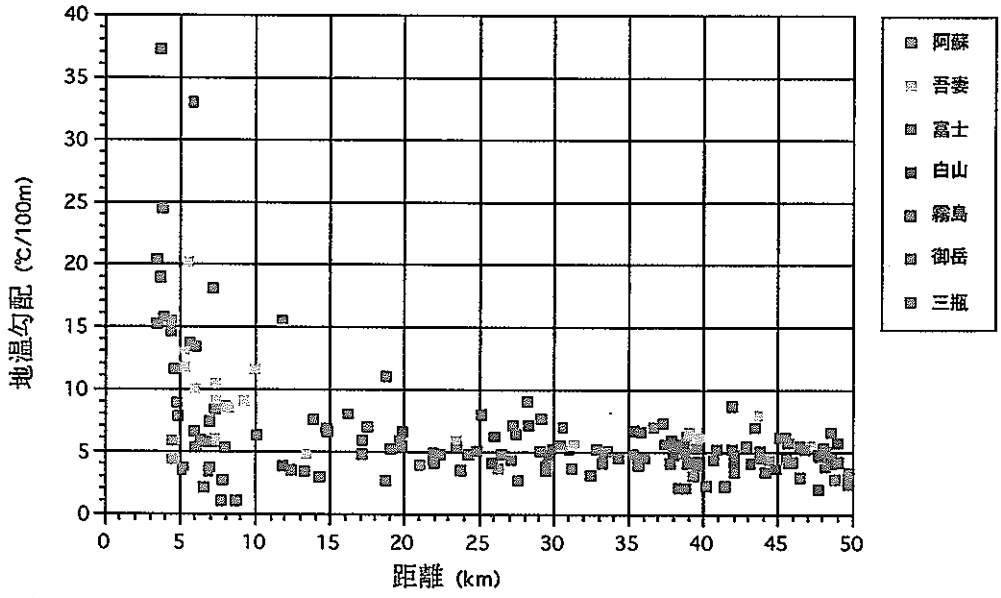
角（1980）は，日本の温泉の放熱量と第四紀火山の分布との関係を調べ，60℃以上の温泉からの放熱量の 79%，90℃以上の温泉からの放熱量の 91%が第四紀火山の周囲 1000km^{2}以内程度（噴火中心から半径 20km 以内程度の範囲）に存在する温泉から放出されることを示した。また，高橋（1995）は，Smith & Shaw Diagram を適用して行われた国内の研究成果（例えば，山口ほか，1992；高橋ほか，1993）を取りまとめた結果，第四紀火山活動の熱的影響の及ぶ空間的な範囲は，第四紀火山岩の分布地域およびその周囲 5km と考えた。これらの結果は，火山周辺の高温異常域（バックグラウンドを越える地温勾配の範囲）の範囲と極めて整合的である。

2) 地下温度構造

(1) 鉛直一次元熱伝導モデルによる地下温度の算定

1)の(1)で収集した温度データの多くは，地下 2～3km までの坑井で取得されたものである。したがって，地下数 km 以深の地下の温度構造については，これらのデータに基づき推定を行う必要がある。

大久保ほか（1998）は，坑井で測定された地温勾配値を基に，熱伝導率と発熱量を考慮した 1 次元定常モデルによって上部地殻の温度構造の推定を行っている。これによると地殻の発熱量，熱伝導率を一定としたとき，深度 Z の温度 T は，



(矢野ほか，1999をもとに編集)

図 2.4-11 火山の噴出中心からの距離と地温勾配の関係

地温勾配は 火山の噴出中心から10～20km離れると5℃/100m程度になる。

$$T = T_0 + \frac{q_s}{k_u} z - \frac{A_u}{2k_u} z^2 \cdots\cdots\cdots\cdots 2)-①$$

となる。但し，
T_0：基準深度の温度（℃）
q_s：地殻熱流量（W/m^2）
k_u：熱伝導率（W/m/K）
A_u：地殻の発熱量（W/m^3）
z：深度（m）
である。

今回，このモデルを用いて標高 0km～-5km（地下 0km～5km ではない）の温度構造の推定を行った。大久保ほか（1998）は基準深度を標高 0m とし，T_0＝10℃と仮定しているが，ここでは標高 0km の実測値を基準温度とした。また，地殻の熱伝導率 k_u および発熱量 A_u は，それぞれ 2.26（W/m/K；矢野ほか，1994），1.5（μ W/m^3；大久保ほか，1998）とした。なお，地下温度構造図の作成にあたっては，1)の(2)の地温勾配値（q_s/k_u）を用いた（梅田ほか，1999）。

(2) 火山およびその周辺地域における地下温度構造

これらによって推定した阿寒，大雪，ニセコ，八甲田，岩手，栗駒，吾妻，九重，阿蘇，霧島の各火山およびその周辺地域における地下の温度構造断面を図 2.4-12a～c に示す。これらによると，局所的な高温異常域が認められる地域の地下では，高い温度を示す領域が浅部まで広がっており，標高-4～-5km では温度が 500℃以上になる。特に，岩手，栗駒の西部や霧島の東部では，標高-2～-3km ですでに 500℃に達しており，その範囲も水平方向で数 km～十数 km まで及んでいる。これに対して，岩木や鳥海など火山周辺に高温異常域が認められない地域では，標高-5km でも 300～400℃程度である。また，高温異常域以外（広域的な地温勾配を示す地域）では，標高-1～-2km であっても 100℃を越えることはない。

前述したように，火山およびその周辺地域の地下には，マグマ溜まりや高温岩体などの熱源が存在すると考えられている。高温・高圧実験によれば，上部地殻を構成すると考えられる花崗岩のソリダスは，深度 10km では 600～700℃程度である（Robertson and Wyllie, 1971）。したがって，高温異常域の地下 5km 付近には，マグマ溜まりが存在している可能性がある。また，高温異常域が認められない火山の地下のマグマ溜まりは，さらに深いところに存在していると考えられる。マグマ溜まりの存在の有無や大きさ，深度などは，物理探査によっても推定できる。例えば，霧島火山群の標高-2～-3km 付近には，マグマに関連すると考えられる低比抵抗層が存在する。上記で推定した温度構造によると，霧島火山群の標高-2～-3km 付近には

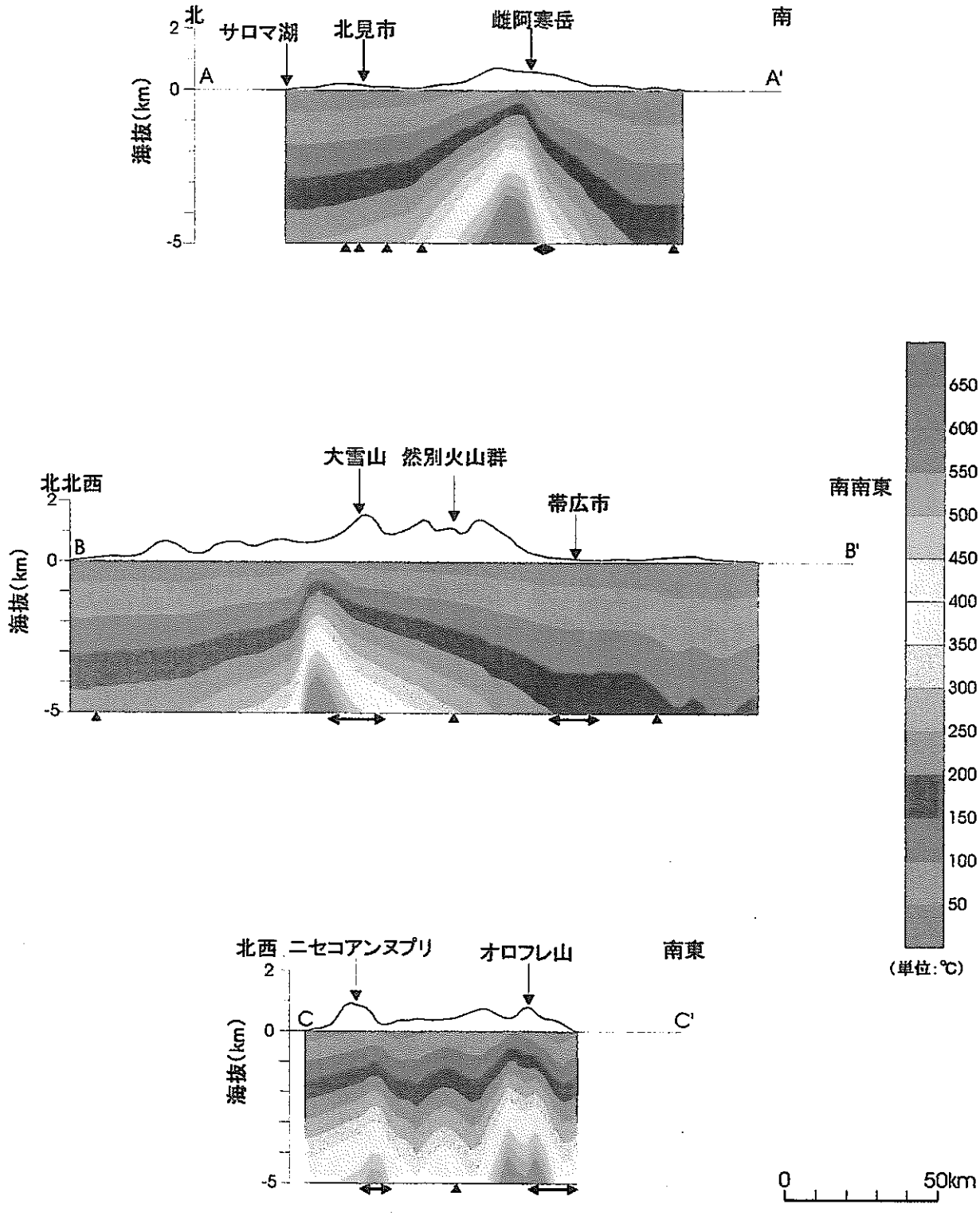


図 2.4-12a 地下温度構造断面図（北海道）
（A－A'：阿寒，　B－B'：大雪，　C－C'：ニセコ～倶多楽）

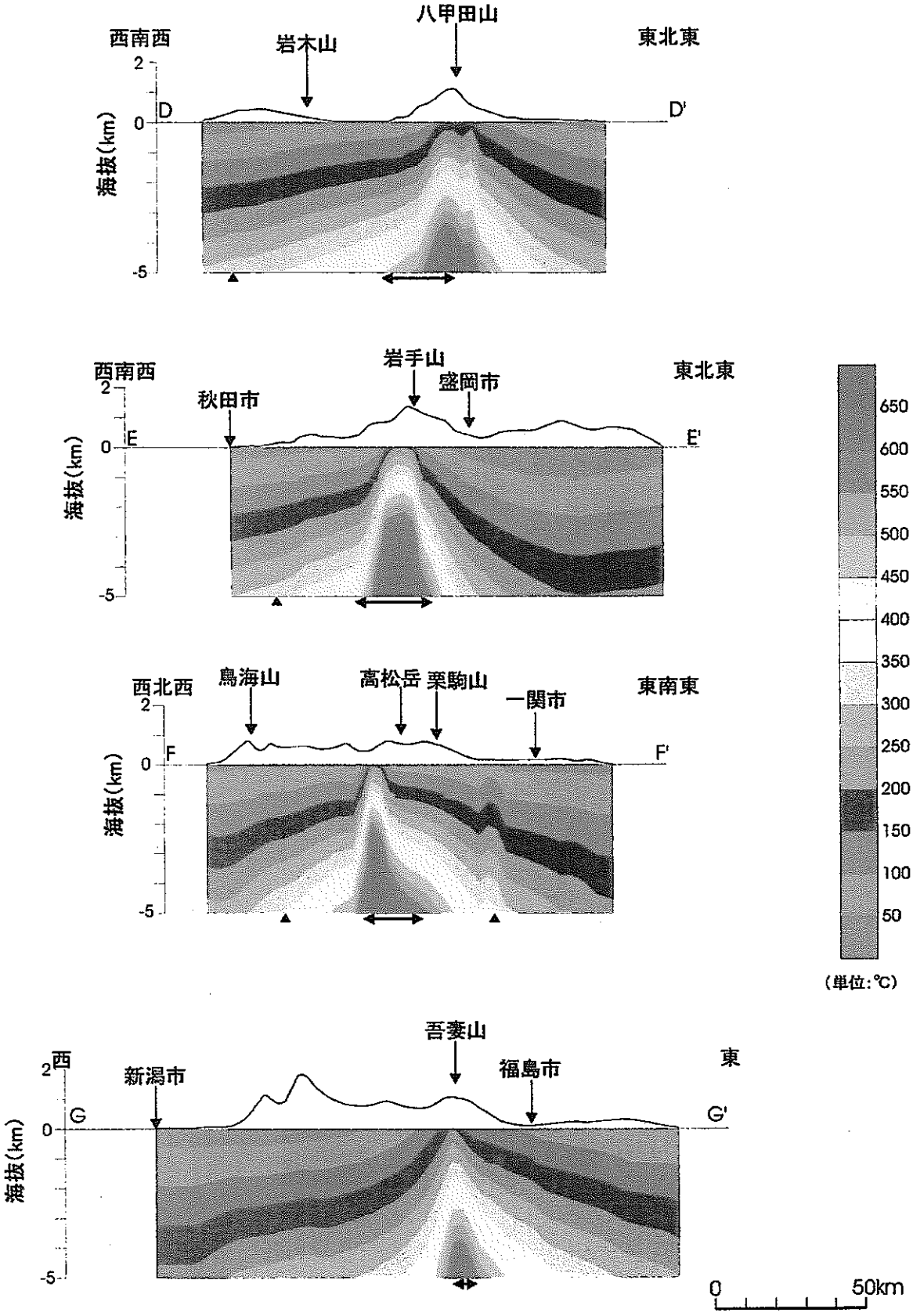


図 2.4-12b 地下温度構造断面図（東北）
（D－D'：岩木～八甲田，　E－E'：岩手，F－F'：鳥海～栗駒，
G－G'：吾妻）

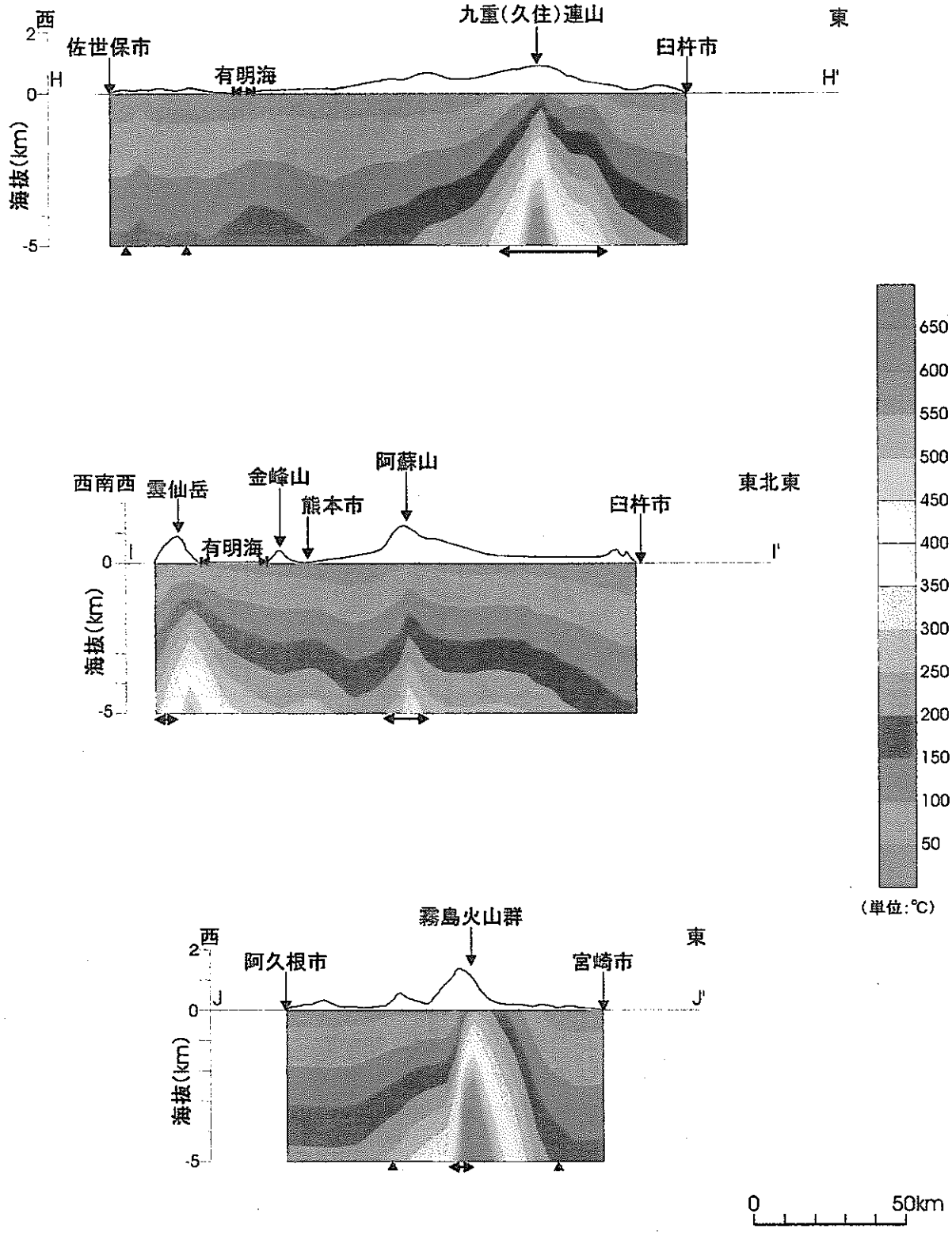


図 2.4-12c 地下温度構造断面図（九州）
（H－H'：九重，　I－I'：雲仙～阿蘇，　J－J'：霧島）

600℃以上の高温領域が地下深部から延びており，両者には良い一致が認められる。したがって，地下温度構造によって抽出された高温領域は，火山の地下の最も浅いところに存在しているマグマ（あるいはマグマ溜まり）をとらえている可能性がある。

3) 地下温度構造を支配する要因

1)，2) によって日本列島における高温異常域の分布や火山およびその周辺地域における地下温度構造が明らかになった。しかしながら，地質環境の長期的な安定性の評価を行うためには，現在の温度構造が，今後，どの程度の範囲まで及ぶのか，あるいはどの程度の期間まで継続するのかを類推することが重要な課題である。

火山およびその周辺地域における地下温度構造を支配する要因として，①地下深部からのマグマの供給量，②熱源の大きさ，③熱源の深度，④広域的な地温勾配，⑤母岩の熱伝導率など考えられる。

今回，①～③の条件の違いが，熱源の寿命およびその周辺の温度構造の時間変化にどのような影響を及ぼすかを把握するため，熱源（マグマ溜まり）モデルによる2次元非定常熱伝導解析を行った。なお，④広域的な地温勾配，⑤母岩の熱伝導率については，ここで取り扱うような数十km程度の領域での不均質性は小さいものと考えられることから，以下の解析では考慮せず，一定と仮定した。

(1) 熱源（マグマ溜まり）のモデル

熱源のモデルは，マグマの供給を考慮した東宮（1995）の2次元軸対象モデルを基本とするが，このモデルでは熱源の体積変化を取り扱うことができない。そのため，ここでは体積変化を取り扱えるよう改良したモデルを用いた。この系は，円筒形のマグマ溜まりとそれを貫く火道によって構成される（図2.4-13）。マグマ溜まりは，内部が均温であるとし，一定の割合でマグマが供給され，そこで熱平衡に達した後，マグマ溜まりから排出される。マグマは最初（t=0）に貫入させた後，深部からのマグマが火道中を短時間に輸送され，その間の母岩への熱の逃げは無視する。以上のような条件下で，マグマ溜まりへのマグマの供給率を変化させて地下の温度構造の経時変化を計算した。温度Tについては熱伝導方程式，

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \kappa \left[\frac{1}{r} * \frac{\partial}{\partial r} \left(r \frac{\partial T}{\partial r} \right) + \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \right] \cdots\cdots\cdots 3)-①$$

で与えられ，これらを有限差分法で解いた。但し，

t：時間（s）

κ：母岩の熱拡散率（m^2/s）

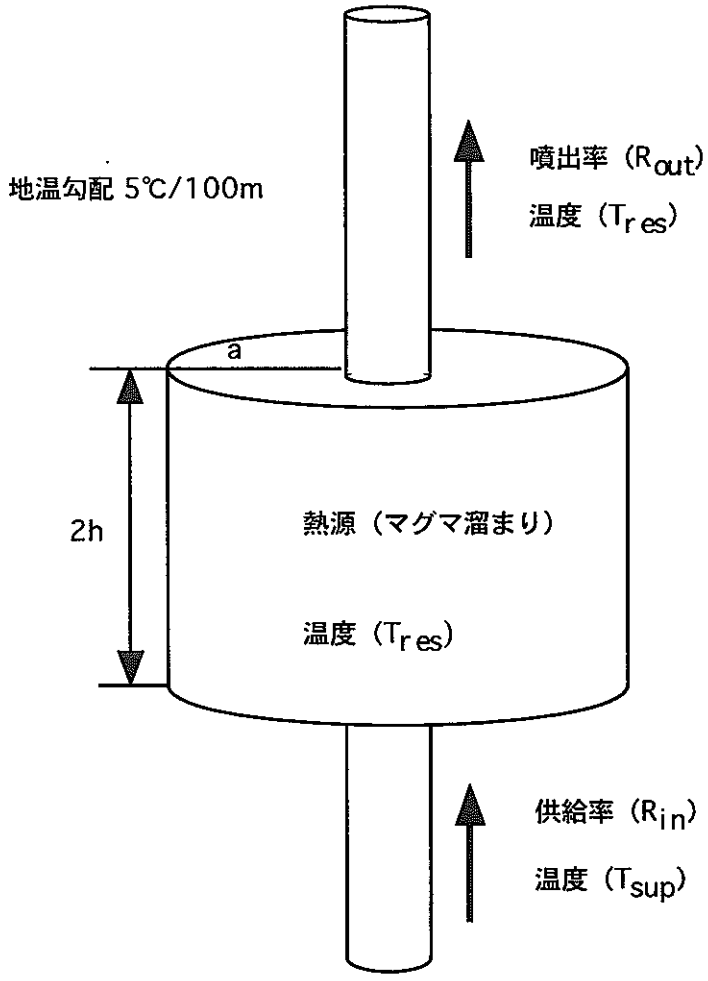


図2.4-13　熱源（マグマ溜まり）のモデル

r：水平方向の距離（m）
z：鉛直方向の距離（m）
である。

マグマ溜まりのエネルギー保存式は，

$$\rho_1 c_1^* \frac{\partial (T_{res} V)}{\partial t} = -\rho_2 c_2 \kappa \oint_s \mathrm{grad}T^* dS + R_{in} \rho_1 c_1 T_{sup} - R_{out} \rho_1 c_1 T_{res} \quad \cdots\cdots\cdots 3)-②$$

で与えられる。ここで右辺1項のSはマグマ溜りの表面を意味する（表面積分）。
また，左辺は以下のように定式化するものとした。

$$\rho_1 c_1^* \frac{\partial (T_{res} V)}{\partial t} = \rho_1 c_1^* (dT_{res} V + dV T_{res}) / dt \cdots\cdots\cdots 3)-③$$

但し，
$dV/dt = R_{in} - R_{out}$
ρ_1：マグマの密度（g/cm^3）
ρ_2：母岩の密度（g/cm^3）
c_1：マグマの比熱（cal/g℃）
c_2：母岩の比熱（cal/g℃）
V：マグマ溜まりの体積
T_{sup}：供給されるマグマの温度
R_{in}：地下深部からのマグマ供給率
R_{out}：マグマ溜まりからのマグマ排出率
である。

また，c_1^*は，結晶化潜熱の効果を含んだマグマの比熱で，

$$c_1^* = c_1 \left[1 + \frac{L}{c_1 (T_L - T_S)}\right] \cdots\cdots\cdots 3)-④$$

で与えられる。但し，
L：結晶化潜熱（cal/g）
T_L：リキダス温度（岩石の溶融が完結する時の温度）
T_S：ソリダス温度
である。

境界条件は上部，下部，側方で温度一定とした。なお，地温勾配は 5℃/100m，T_Lは1000℃，T_Sは700℃とした。また，その他のパラメータは東宮（1995）に準じた。なお，マグマ溜まりの温度がソリダス以下になった場合，火道の閉塞により深部からのマグマの供給を停止することとする。

(2) 熱源の寿命と地下温度構造

熱源の深度・大きさ，マグマの供給・排出率を変化させた4ケースの解析を行い，マグマ溜まりの寿命や周辺岩盤の温度構造に及ぼす影響について検討した（梅田ほか，1999）。

図2.4-14a半径1km，高さ2kmのマグマ溜まりを深度5kmに設定し，マグマの供給，排出を1km^3/千年にした場合（Case 1）の5万年後，10万年後，30万年後の地下の温度構造である。いずれの場合もマグマ溜まりの温度は，ソリダス以上であり，地下からのマグマの供給率が低下しない限り，熱源の寿命が尽きることはない。マグマ溜まり周辺の温度は，溜まりの近傍から徐々に広がっていき，30万年後になると地下の温度構造は，ほぼ定常状態に達する。また，地下1～2km付近の温度構造は，マグマ溜まりが生成されてから10万年後まで変化が認められない。したがって，深度5kmに数km^{3}の大きさのマグマ溜まりが存在する場合，火山周辺に顕著な熱的影響を及ぼすには，10万年程度の時間スケールが必要である。

図2.4-14bは半径4km，高さ4kmのマグマ溜まりを深度5kmに設定し，マグマの供給，排出を1km^3/千年にした場合（Case 2）の5万年後，10万年後，30万年後の地下の温度構造である。5万年後のマグマ溜まりの温度は，700℃以上でソリダスより高いが，10万年後にはソリダス以下となっており，マグマ溜まりはすでに固結している。マグマ溜まりが固結した10万年後以降も，熱の影響はさらに側方に広がっていくが，30万年以降になると冷却に転じる。このモデルによると，マグマ溜まりが大きくなるほど，表面積に比例して熱の拡散も大きくなり，熱的な寿命が短くなることを示している。このほかのマグマ溜まりの大きさを変化させた解析によると，深度5kmに存在するマグマ溜まりが数十万年以上，熱的に維持されるためには，マグマ溜まりの大きさが数km^{3}以下でなければならない。岩手，栗駒の西部や霧島の東部などの地域には，高温異常域の範囲からみて，数十km^{3}以上の大型のマグマ溜まりが存在している可能性があるが，これらは今後，数万年程度で固結し，熱的影響も数十万年以上は継続しないと考えられる。

図2.4-14cは半径4km，高さ4kmのマグマ溜まりを深度10kmに設定し，マグマの供給，排出を1km^3/千年にした場合（Case 3）の5万年後，10万年後，30万年後の地下の温度構造である。いずれの場合もマグマ溜まりの温度はソリダス以上であり，深度

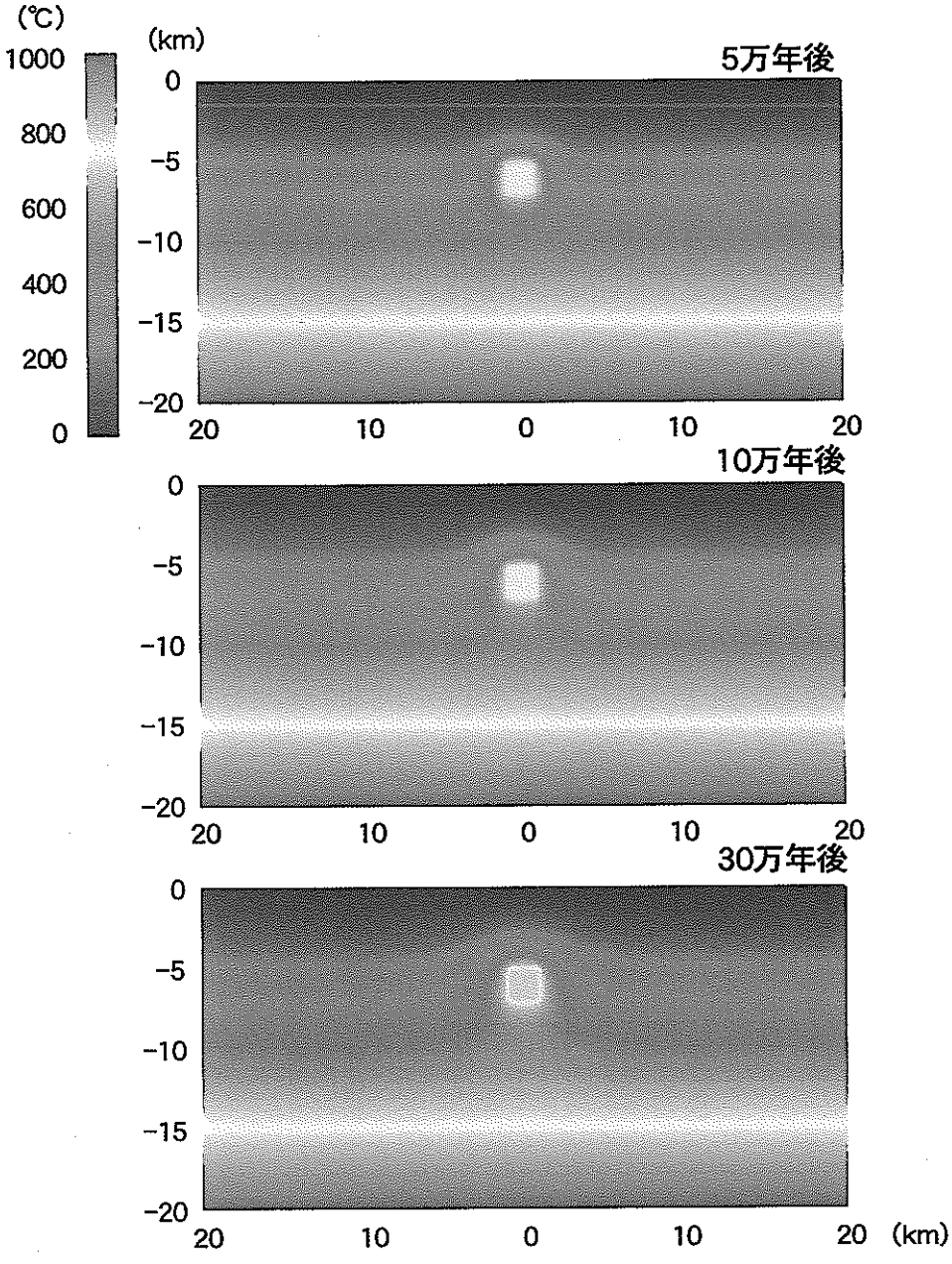


図 2.4-14a 半径1km，高さ2kmのマグマ溜まりを深度5kmに設定した場合の
5万年後，10万年後，30万年後の地下20kmまでの温度構造

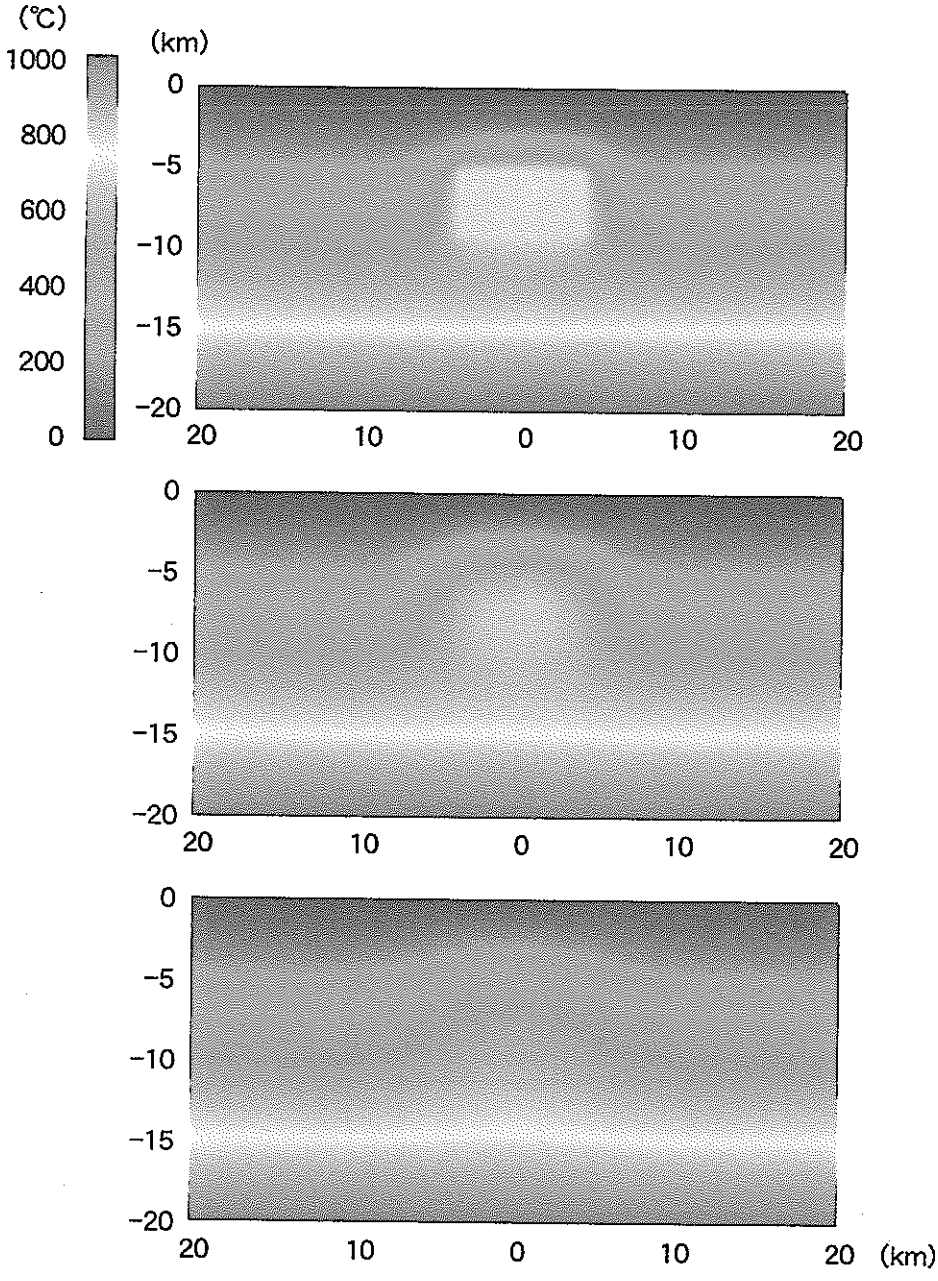


図 2.4-14b 半径4km，高さ4kmのマグマ溜まりを深度5kmに設定した場合の
5万年後，10万年後，30万年後の地下20kmまでの温度構造

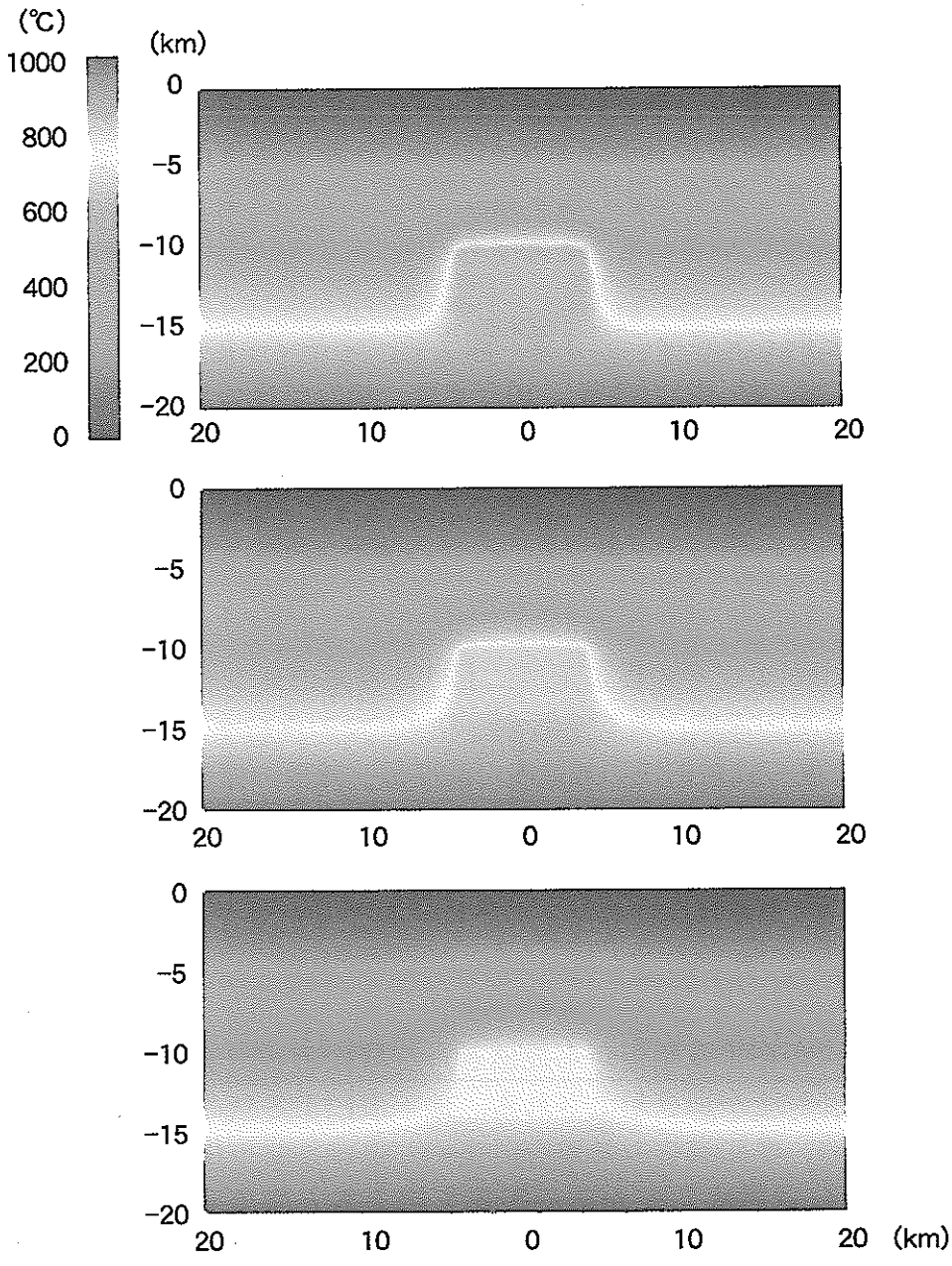


図 4-14c 半径4km，高さ4kmのマグマ溜まりを深度10kmに設定した場合の
5万年後，10万年後，30万年後の地下20kmまでの温度構造

が深くなれば，数百km^3以上のマグマ溜まりでも数十万年以上，熱的に維持することができる。30万年後以降，地下の温度構造は，ほぼ定常状態となるが，この場合には，地下1～2km付近の温度構造に変化が認められない。このことは，地下10km以深に存在する熱源による影響は，地表付近まで及ばないことを示唆している。そのため，岩木や鳥海など火山周辺に高温異常域が認められないような火山では，最も浅いところに存在するマグマ溜まりでも地下5km以深であり，これによる熱的な影響は地下1～2km程度では非常に小さいものと考えられる。

図2.4-14dはCase 3と同じマグマの大きさ，深度で，マグマの供給率のみ2倍（$2km^3$/千年）にした場合（Case 4）の5万年後，10万年後，30万年後の地下の温度構造である。マグマ溜まりの温度は，10万年後にはソリダス付近まで低下し，30万年後には熱的影響はほとんど認められない。このことは，マグマの供給率が大きい場合でも，それに比例してマグマ溜まりの表面積が大きくなるため，Case 3のように数十万年以上，熱的に維持されない。

以上のように，火山およびその周辺地域における将来の地下の温度構造は，地下のマグマ溜まりの大きさ・深度，地下深部からのマグマの供給率と密接に関係する。特に，地下1～2km程度の比較的浅い地殻内の温度は，熱源の深度に支配され，熱源が地下10km以深にあるような場合には，熱的影響は無視することができる。また，地下深部からのマグマの供給率が大きくなった場合でも，それに比例してマグマの表面積が大きくなり，熱源を長期にわたって維持することができない。

4) 熱水対流系

火山周辺では地下に存在する熱源から放出される熱によって地下水の密度に変化が生じ，浮力によって対流が引き起こされる。地下水による熱の輸送は浮力の働く方向と同じになるため，熱伝導のみの場合に比べて複雑な温度構造となる。対流による流れは，理論的には温度勾配がある限界を超えると発生するが（Horton and Rogers，1945），実際には地形による動水勾配や降雨による下方への涵養，岩盤の透水性・貯留性などにより，地域によって熱水対流系の規模は異なる。但し，自然対流が発生している複数の地熱地帯での上昇速度は，いずれも10^{-9}m／sのオーダーである（加藤ほか，1996）。

熱水対流系の規模や深度は，坑井温度プロファイルによって推定できる。玉生（1994）は，九州の豊肥，東北の仙岩・栗駒の各地熱地域を例にして，そこで取得された坑井の温度プロファイルおよび地質構造などから熱水対流系の大きさや深度を推定している。これらによると，顕著な上昇流が発生している範囲は，いずれの地域でも数km程度，深度は2～3km以浅である（図2.4-15）。しかしながら，熱水対流系の大きさについては，地質構造から推定した概念的なものである。今回，各

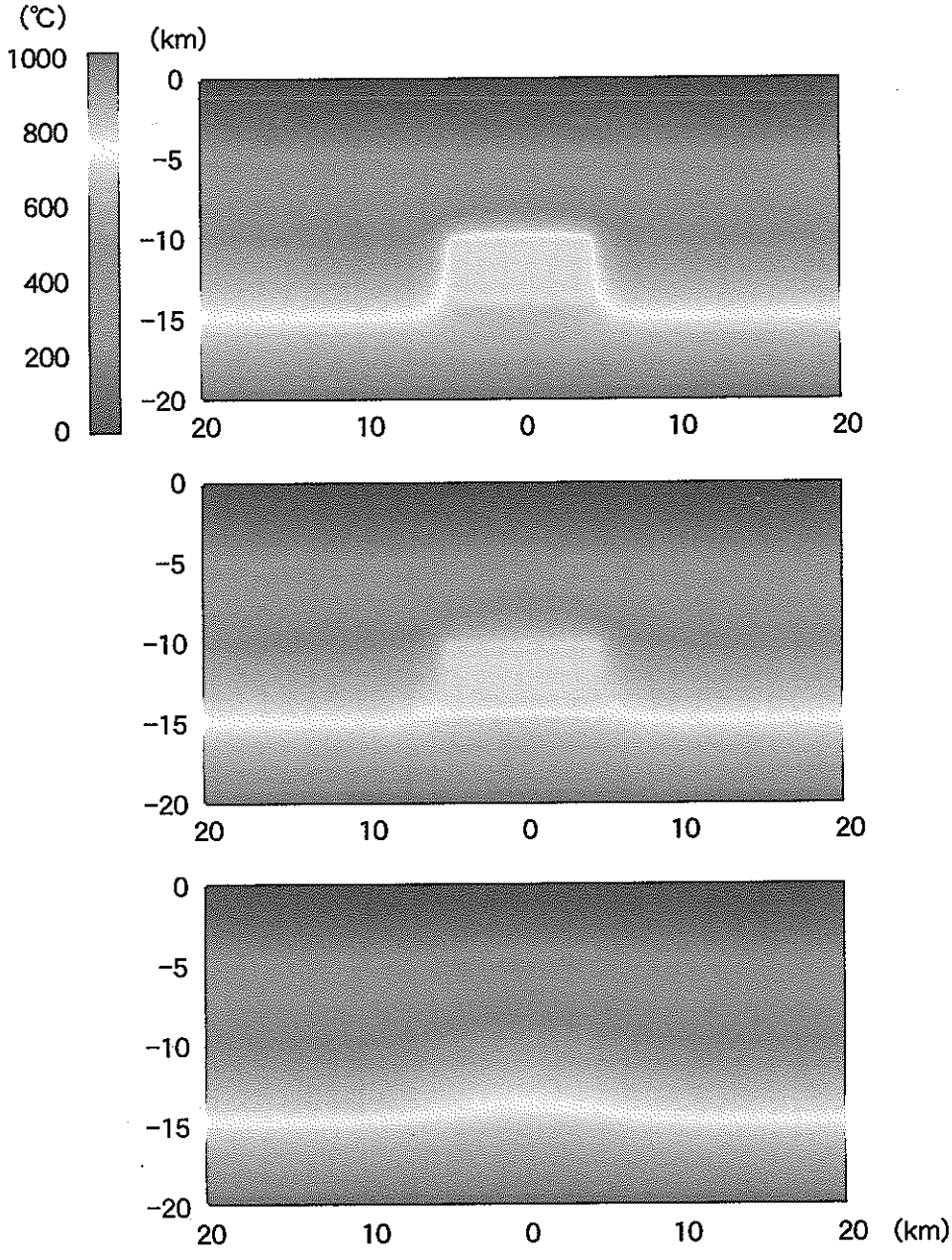
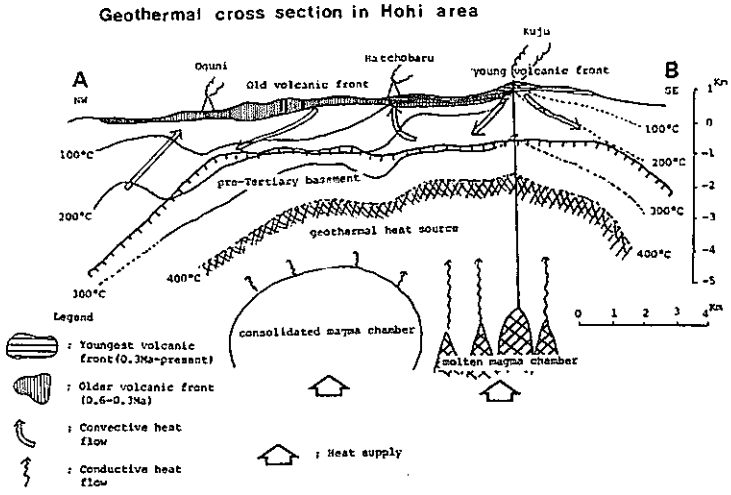
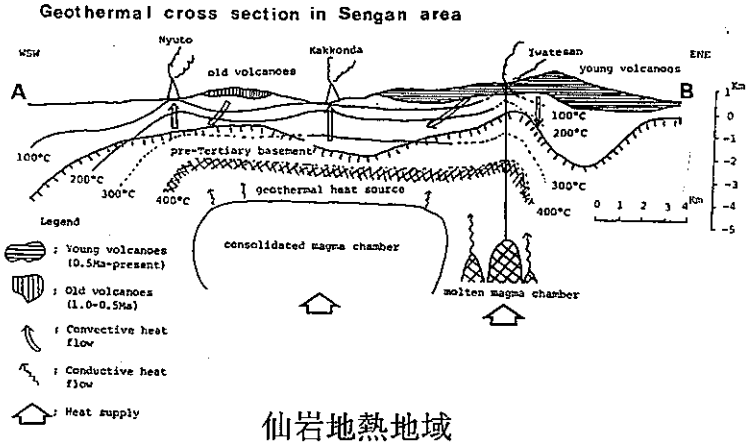


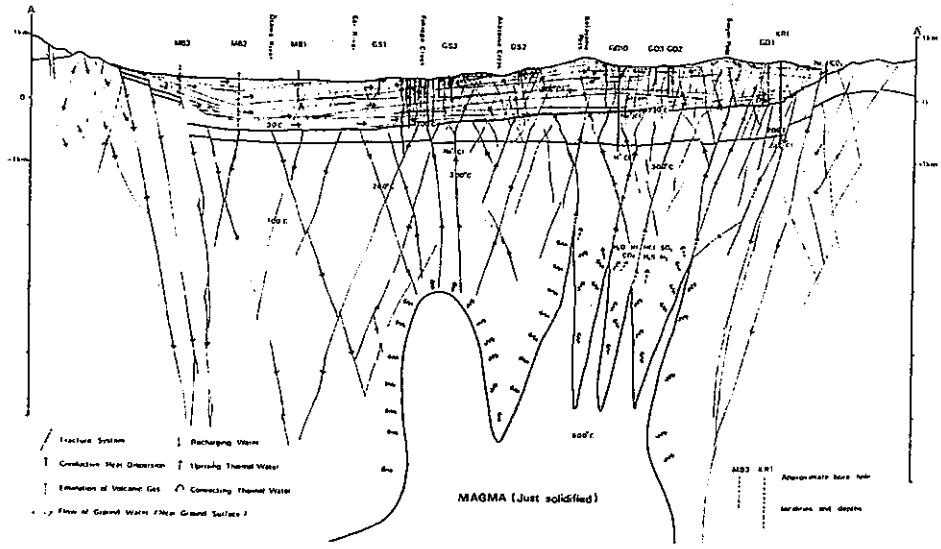
図 2.4-14d Case 3のマグマ溜まりのマグマ供給率を2倍した場合の
5万年後，10万年後，30万年後の地下20kmまでの温度構造



豊肥地熱地域



仙岩地熱地域



栗駒地熱地域

図 2.4-15 豊肥，仙岩，栗駒地熱地域の地熱系断面図（玉生，1994）

坑井ごとの鉛直方向の熱水の流動速度を算定し，それに基づき火山およびその周辺地域に発生している熱水対流系の大きさを検討した。

(1) 鉛直一次元浸透流モデルによる流体流動速度の算定

地下水の流れおよび温度が定常状態である場合，熱輸送に関する 1 次元の基本方程式は，次式で表される。

$$K\frac{d^2T}{dz^2} = -\rho c v \frac{dT}{dz} \quad \cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots 4)-①$$

但し，
K：岩石の熱伝導率（W/m/K）
T：温度（℃）
ρ：水の密度（kg/m ^{3}）
c：水の比熱（kJ/kg/K）
v：流動速度（m/s；上向きを正とする）
である。

Bredehoeft and Papadopulos（1965）は，実測された坑井温度プロファイルから地下水の流動速度を算定する方法を考案している。図 2.4-16 のように上下境界面の温度が一定であれば，測定区間 L の中の任意の深度 z における温度 T_z は，①から

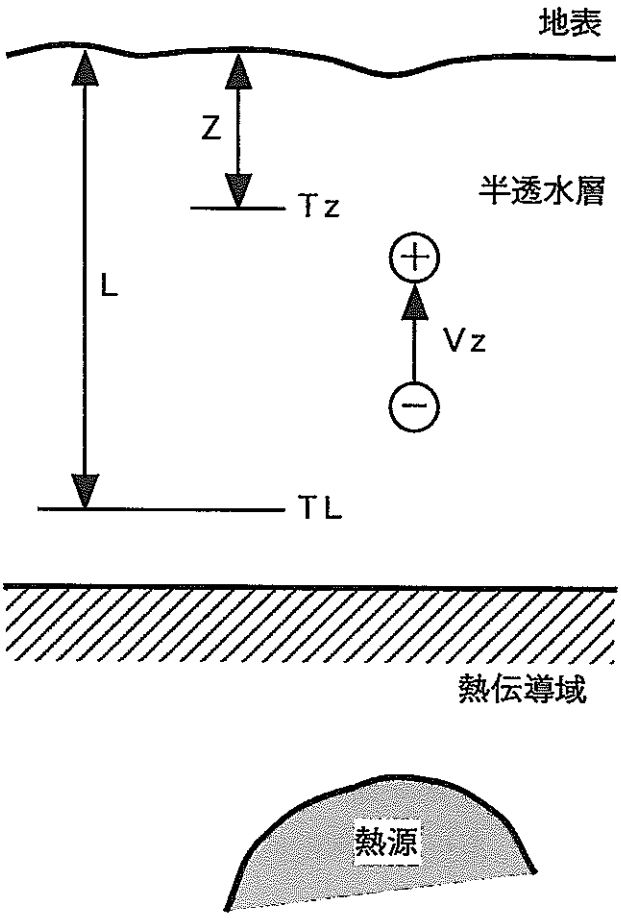
$$T_z = T_0 + (T_L - T_0)\frac{\exp(\beta z/L - 1)}{\exp(\beta) - 1} \quad \cdots\cdots\cdots 4)-②$$

$$\beta = -\rho cvL/K \cdots\cdots 4)-③$$

となる。ここで，β は，無次元のパラメータであり，上昇流タイプの場合は正の値に，下降流タイプの場合は負の値に，伝導タイプの場合には 0 になる。各坑井ごとの流動速度 v は，z／L に対する（$T_z - T_0$）／（$T_L - T_0$）の実測値をタイプカーブにフィッティングさせ，実測値との残差が最も小さい場合の β の値を用いて# より計算した。なお，流体の密度および定圧比熱は蒸気表（日本機械学会，1980）から求めた。また，K は 2.26（W/m/K）とした（矢野ほか，1994）。

(2) 流体流動速度による熱水対流系の大きさ

図 2.4-17 に仙岩地域，図 2.4-18 に豊肥地域の流体流動速度の分布を示す。これらによると 1×10^{-9}m/s 以上の顕著な上昇流が認められる坑井が密集している領域が仙岩地域，豊肥地域ともに 4 ヶ所ずつ存在する。これらの周囲には 1×10^{-10}m/s 程度の



T0, Tz, TL：測定温度
Vz：地下水の流速
（上向きが正）

半透水層内では鉛直方向に浸透流がある。
T_0とT_Lは定常状態において一定である。

(Bredehoeft and Papadopulos, 1965)

図 2.4-16 鉛直一次元の地下水流動モデル

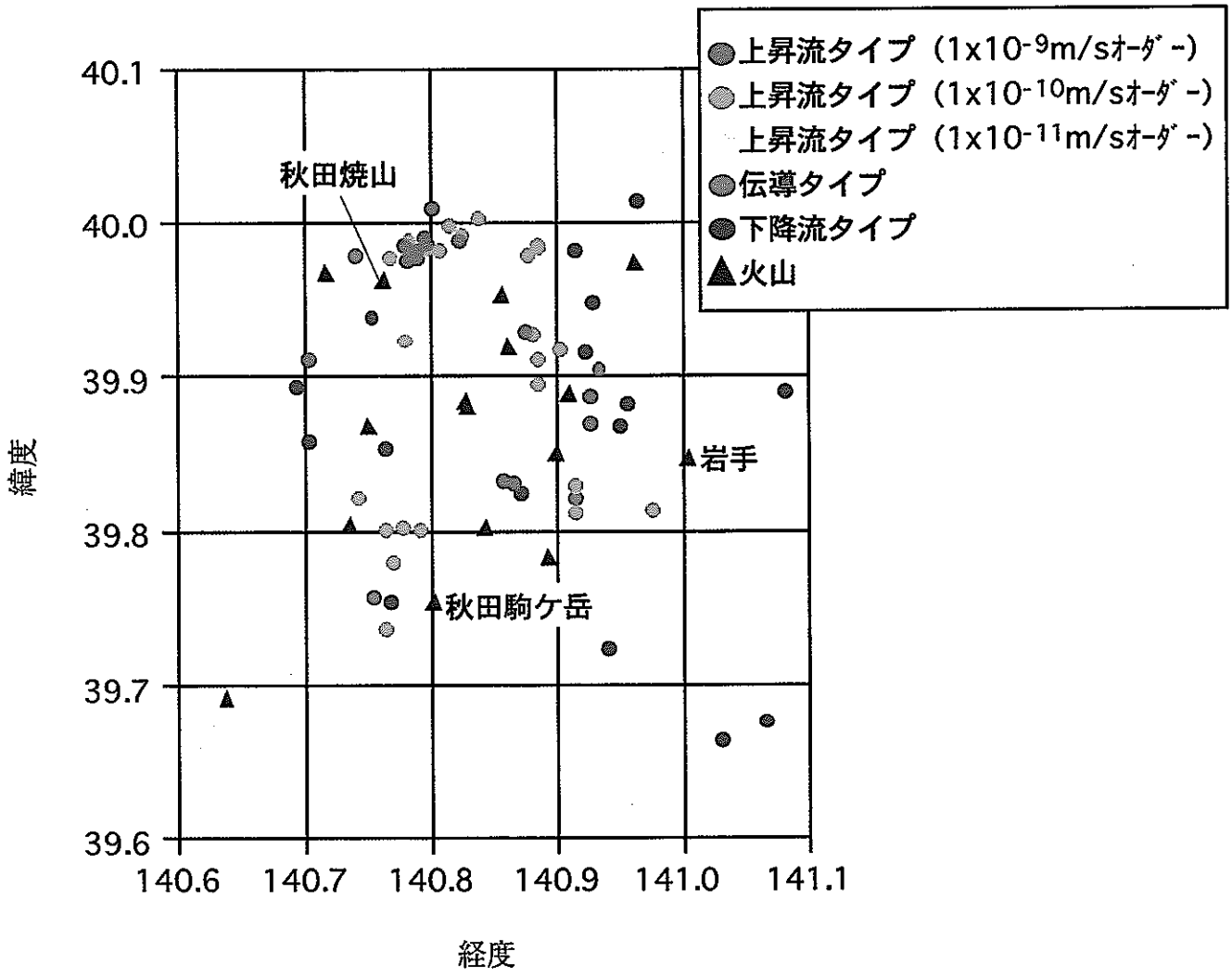


図 2.4-17 仙岩地域における各坑井の流体流動速度分布

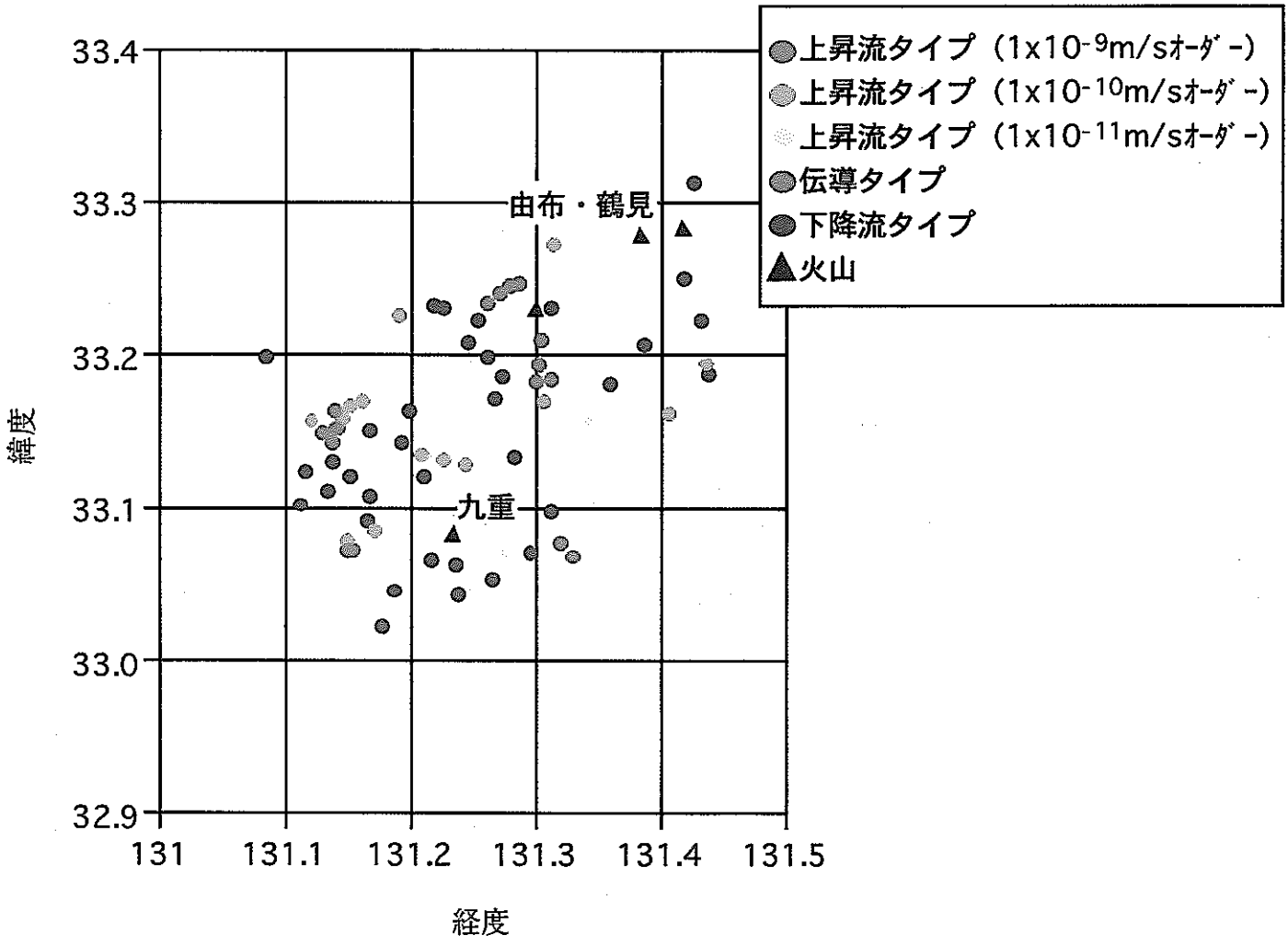


図 2.4-18 豊肥地域における各坑井の流体流動速度分布

坑井が分布し，さらに離れると伝導タイプあるいは下降流タイプの坑井が出現する。したがって，10^{-9}m/s オーダー以上の顕著な上昇流が発生する範囲は，2～3km 以内である。また，顕著な上昇流が生じている地域は，必ずしも第四紀火山の位置に対応しているわけではなく，第四紀火山から 10km 以上離れたところに生じていることもある。流動のタイプや速度，上昇流の範囲などは，地質構造に密接に関係しており，先新第三系よりむしろ，透水性が高い第四系や新第三系に顕著な上昇域が生じている。これらのように，熱水対流系の発生する場所やその大きさ・深度は，熱源の位置のみならず，その上位の地質構造に支配されていると考えられる（小松ほか，1999）。

5) 熱水の化学組成

マグマに含まれる揮発性物質は，火山ガスの組成などから H_2O, CO_2, SO_2, H_2S, HCl などを主成分とする。これらは，マグマ上昇に伴う圧力の低下によって放出され，地下水に溶解する（White, 1957）。したがって，火山周辺の地下水は，天水あるいは海水にマグマから放出される揮発性物質が溶解したもの，あるいは高温下での水・岩石反応によって形成されると考えられている（野田・高橋，1992）。

(1) 火山およびその周辺地域における温泉水の化学組成

マグマ性の揮発性物質が地下水に溶解すると，Cl^-, SO_4^{2-}を主体とした酸性の地下水が形成される。東北地方の温泉水の pH 分布図を図 2.4-19 に，九州地方の温泉水の pH 分布図を図 2.4-20 に示す。これらによると，pH が 4.8 未満の酸性温泉はおもに第四紀火山およびその周辺地域に分布することがわかる（HCO_3^-が水中に存在する pH 領域は 4.8 以上であり，4.8 未満は自然界における実質的な酸性領域である（野田・高橋，1992）ことによる）。なお，東北地方の温泉水の pH 分布図で太平洋岸に pH が 4.8 未満の温泉が存在するが，これは，硫化鉱物の地下水への溶解による可能性がある（小松ほか，1999）。また，仙岩地域に分布する温泉水の pH とその温泉から最も近い第四紀火山の噴出中心までの距離の関係を図 2.4-21 に示す。これらによると，火山から 10km 以内に，pH が 4.8 未満の温泉の多くが存在する傾向が認められる。

一般に，火山周辺の温泉は，地下深部での気液分離を考慮すれば，火山の中心部に近いところに SO_4 型，その外側に Cl 型，更に外側には HCO_3 型が分布すると考えられる。これらの違いに着目し，マグマ性の揮発性物質の寄与の割合を指標にしたものにアニオンインデックス（A.I.）がある（野田，1987）。

$$A.I.=\left(\frac{SO_4}{Cl+SO_4}+\frac{Cl+SO_4}{Cl+SO_4+HCO_3}\right)/2\cdots\cdots 5)-①$$

但し，単位は当量濃度である。



図 2.4-19 東北地方温泉水のpH分布図

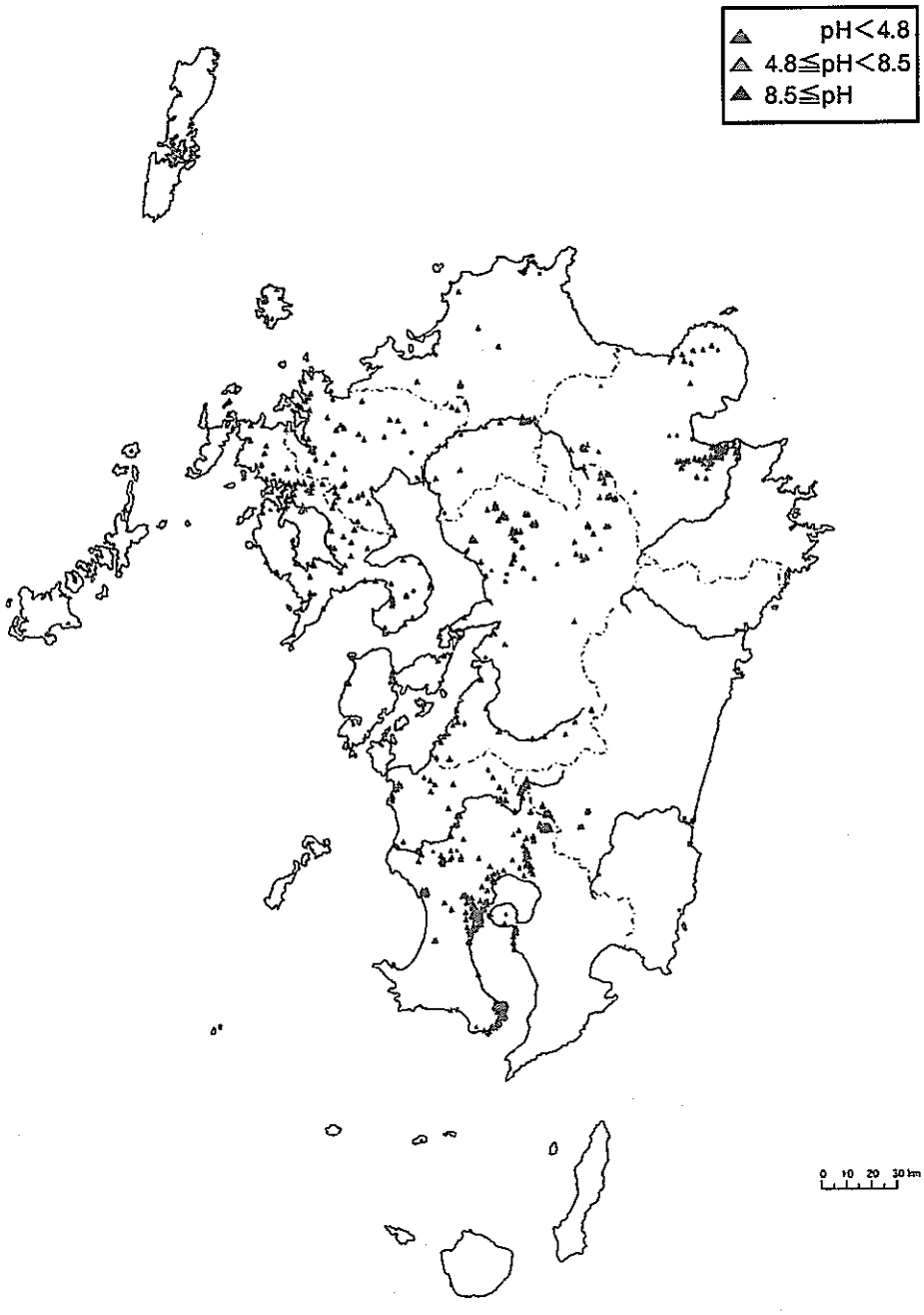
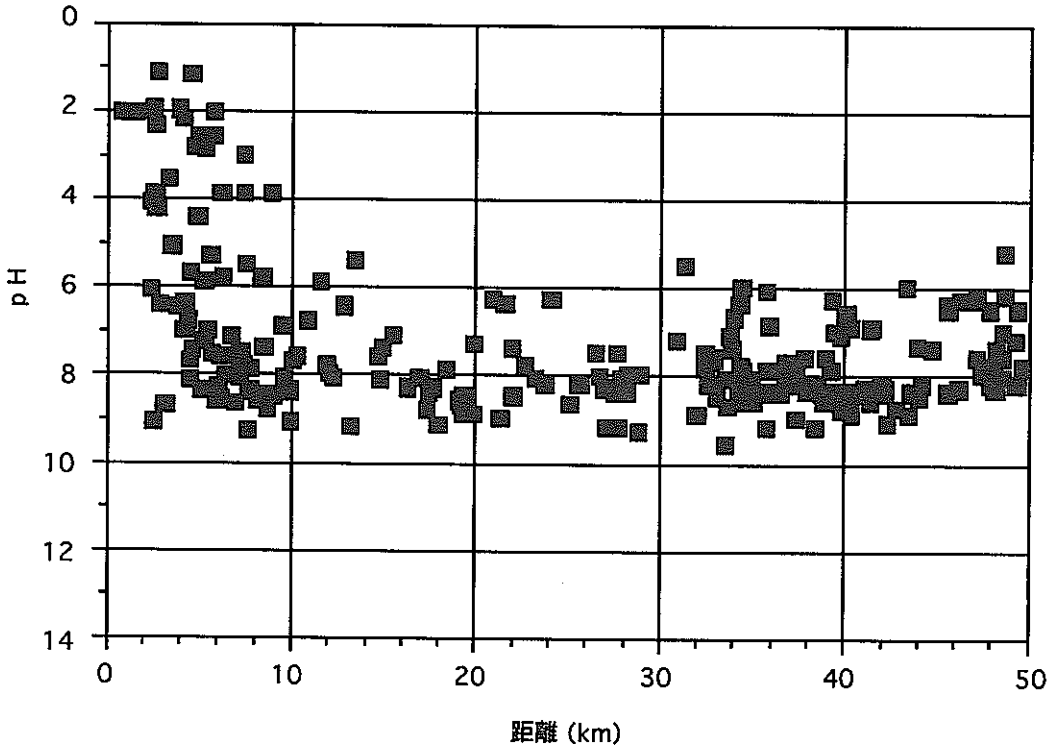


図 2.4-20 九州地方温泉水のpH分布図



(小松ほか，1999より)

図 2.4-21 仙岩火山地域の噴出中心からの距離と温泉のpHの関係

噴出中心に近づくにつれてpHが低くなる傾向が認められる。また，噴出中心から10～20km程度離れると中性に近くなる。

これによると，地下水の化学組成から計算したA.I.が1に近いほど，マグマ性の揮発性物質の寄与の割合が大きいことになる。新エネルギー・産業技術総合開発機構（1991）によると，磐梯－安達太良火山地域では，磐梯，安達太良，吾妻の各火山の山頂付近にA.I.が1に近い温泉が分布する。また，山頂から山腹にかけてA.I.は低くなり，A.I.等値線も山頂付近を中心に同心円状に広がる傾向が認められる。図2.4-22にトムラウシ，安達太良，磐梯，秋田駒ケ岳の各火山周辺の温泉のA.I.と火山から温泉までの距離の関係を示す。すべての火山で山頂から離れるにしたがってA.I.が低くなるが，距離に対する低下率は，火山によって異なる。

火山ガスに含まれる CO_2，SO_2，H_2S，HCl などは，容易に化学反応を起こすため，マグマから放出されたのち，どの程度の範囲まで及んでいるかを把握することは困難である。これに対して，火山ガス中に微量に含まれている He は，不活性ガスであり，化学反応を生じにくい。He 同位体のうち，^3He は地球生成時に地球内部に取り込まれたマントル起源の物質で，これらはマグマによって地表にもたらされる。一方，^4He は地球の岩石中の U や Th の放射壊変にともなって生成する。したがって，火山周辺の温泉中の $^3He/^4He$ 比を測定することにより，マグマによる化学的な影響範囲を把握することができる。Sakamoto et al.（1992）は，箱根，御岳，草津白根などの火山の噴出中心からの距離と $^3He/^4He$ 比の関係を示した（図 2.4-23）。これによると，噴出中心から離れるほど，$^3He/^4He$ 比は低下する傾向が認められ，噴出中心から 30km 程度離れると，ほぼ大気中の値（1.4×10^{-6}）程度になる。なお，前弧側の地下水の $^3He/^4He$ 比の最大値は大気中の値と同程度である（佐野，1988）。

(2) 火山の放熱量と化学的な影響

火山からの放熱量（熱的なポテンシャル）と化学的影響の関係を明らかにするため，主な第四紀火山周辺の熱流量を算定するとともに，火山周辺の温泉水のpHと温泉から火山までの距離の関係について検討した（梅田，1999）。

熱流量の算定に際する境界条件として，地表における放出熱量が地下の熱源を上昇する熱水のもつ熱量に等しいとする。したがって，z=0（地表）の熱流量 Q は，次式で表される。

$$Q=K\left.\frac{dT}{dz}\right|_{z=0}+\rho c v (T_0-T_{air}) \quad \cdots\cdots\cdots 5)-②$$

ここで，4)－②～③から

$$Q=\rho c v \left[\frac{T_L-T_0}{\exp(\beta)-1}+(T_0-T_{air})\right] \quad \cdots\cdots 5)-③$$

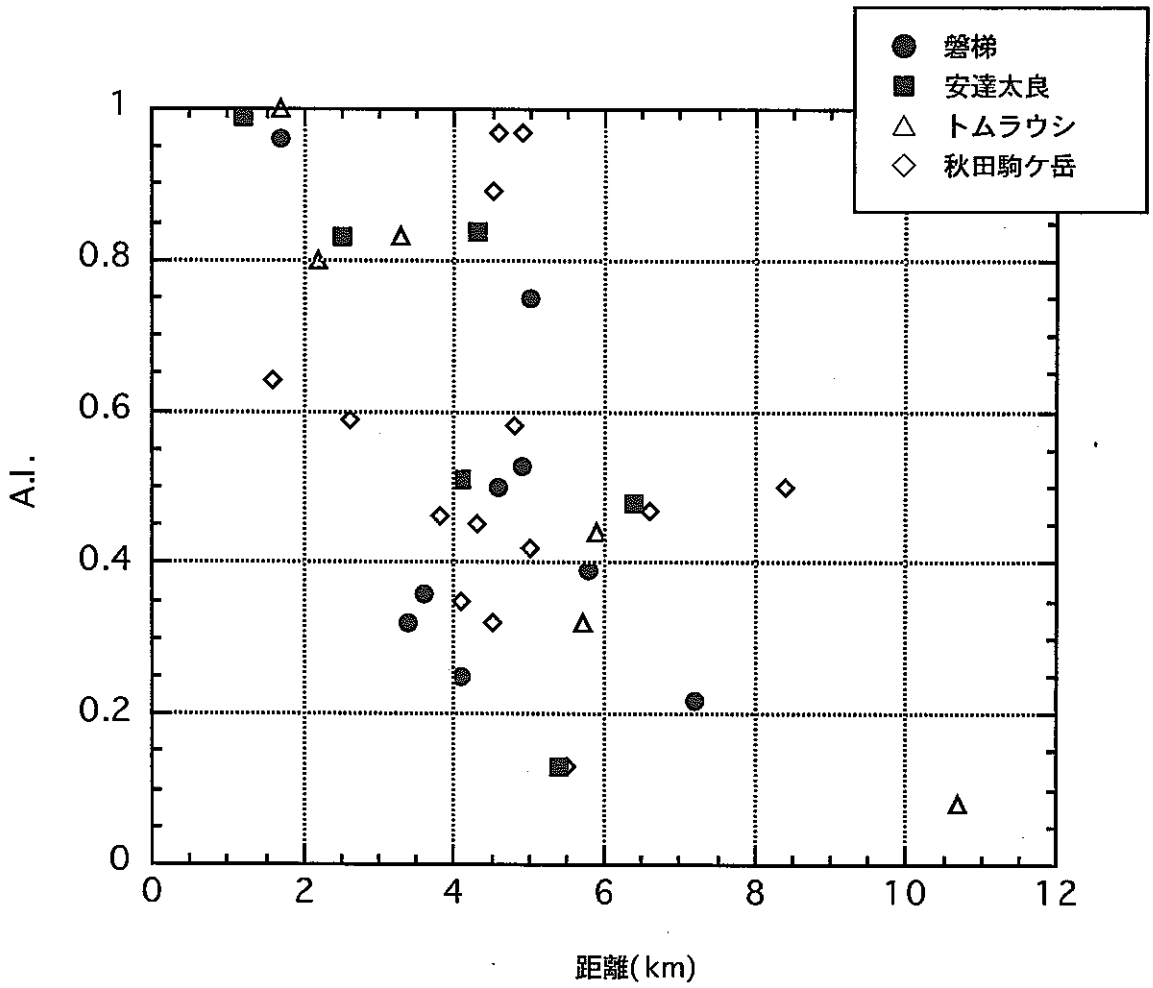
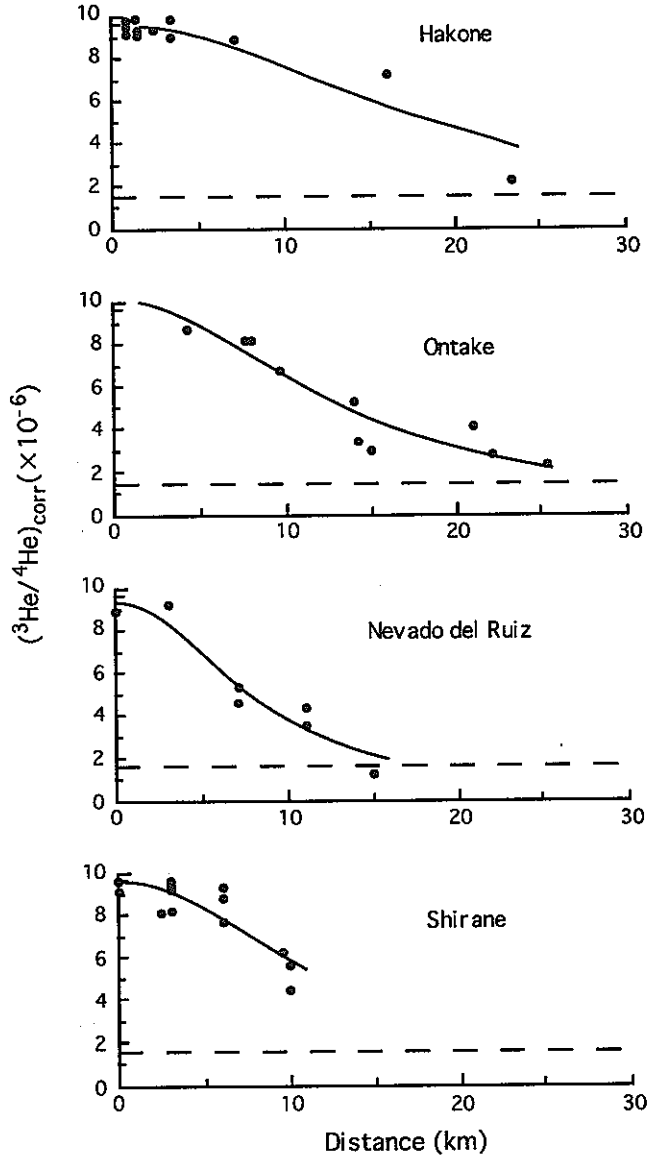


図 2.4-22 温泉水のA.I.*と火山の噴出中心までの距離の関係

*A.I.（アニオンインデックス）$=0.5\times(SO_4/(Cl+SO_4)+(Cl+SO_4)/(Cl+SO_4+HCO_3))$
（単位は当量濃度）



(Sakamoto et al., 1992に加筆)

図 2.4-23 火山の噴出中心からの距離と$^3He/^4He$比の関係

噴出中心から20～30km離れると$^3He/^4He$は非火山地域で得られている値と同程度まで低くなる。破線は大気中の$^3He/^4He$の値を示す。

となる。ここで，T_0は地表から流出する熱水の温度，T_{air}は気温である。

以上の方法によって，火山の噴出中心から半径10km以内に存在する各坑井の熱流量を算定し，これらの平均値を各火山およびその周辺地域の「平均的な熱流量」とした。これらによって計算された阿寒，ニセコ，蔵王，九重，霧島の各火山周辺の「平均的な熱流量」は，それぞれ0.22W/m^2，0.15W/m^2，0.20W/m^2，0.36W/m^2，0.40W/m^{2}である。この値は，それぞれの火山の熱的なポテンシャルと考えることができる。

これらの火山の噴出中心から数km以内の温泉のHCO_3^-，Cl^-，SO_4^{2-}などの濃度は，瀬尾・清水（1992）による日本の地下水の平均値（HCO_3^-：145.3mg/l，Cl^-：20.6mg/l，SO_4^{2-}：9.0mg/l）に比べて，比較的高い値を示す。例えば，各火山の噴出中心から半径10km以内に位置する温泉のCl^-濃度の最高値は500～4500mg/l，SO_4^{2-}濃度の最高値は1500～4000mg/l，HCO_3^-濃度の最高値は500～3000mg/lである。しかしながら，各種の溶存成分濃度は，噴出中心から離れるとともに低下する。例えば，pHが4.8未満の酸性温泉が存在する最大距離は，阿寒，ニセコ，蔵王，九重，霧島の各火山では，それぞれ6.8km，4.3km，4.8km，10.3km，8.2kmである（図2.4-24）。また，これらの距離と火山周辺の「平均的な熱流量」の間には明瞭な相関が認められる（図2.4-25）。このことから，火山周辺の「平均的な熱流量」は，火山活動が地下水に及ぼす化学的な影響を評価する際の重要な指標となると考えられる。

6) 貫入岩による熱的影響

火山およびその周辺地域における地下温度構造は，長期的には地下数km以深に存在する熱源（マグマ溜まり）よって支配される。しかしながら，マグマが上昇し，地表へ噴出したり，ごく浅いところまにまで貫入した場合，主火道やそこから派生する岩脈の周辺岩盤は，一時的に温度が上昇することが想定される。このためには，地下浅部（地下 1～2km）の貫入岩が母岩に及ぼした熱的な影響を把握する必要がある。今回，貫入岩周辺の過去の温度構造を明らかにするため，開析された新第三紀の貫入岩周辺の岩盤の熱履歴について検討した。

K－Ar法，Rb－Sr法，フィッション・トラック（FT）法などの放射年代測定によって求められる種々の鉱物や岩石の放射年代は，冷却過程で閉鎖温度以下になった年代を示している。閉鎖温度は，年代測定法や鉱物ごとに異なるため，同一の岩石であっても測定する鉱物や測定方法を変えるとにより，岩石の熱履歴を調べることができる。Hart（1964）は，米国コロラド州，フロントレンジ地域に54Ma頃に貫入したエルドラ岩体（直径約 5km）および母岩である先カンブリア紀の岩石の長石，黒雲母，角閃石の K－Ar，Rb－Sr 年代を測定した。これらによると，貫入岩の接触

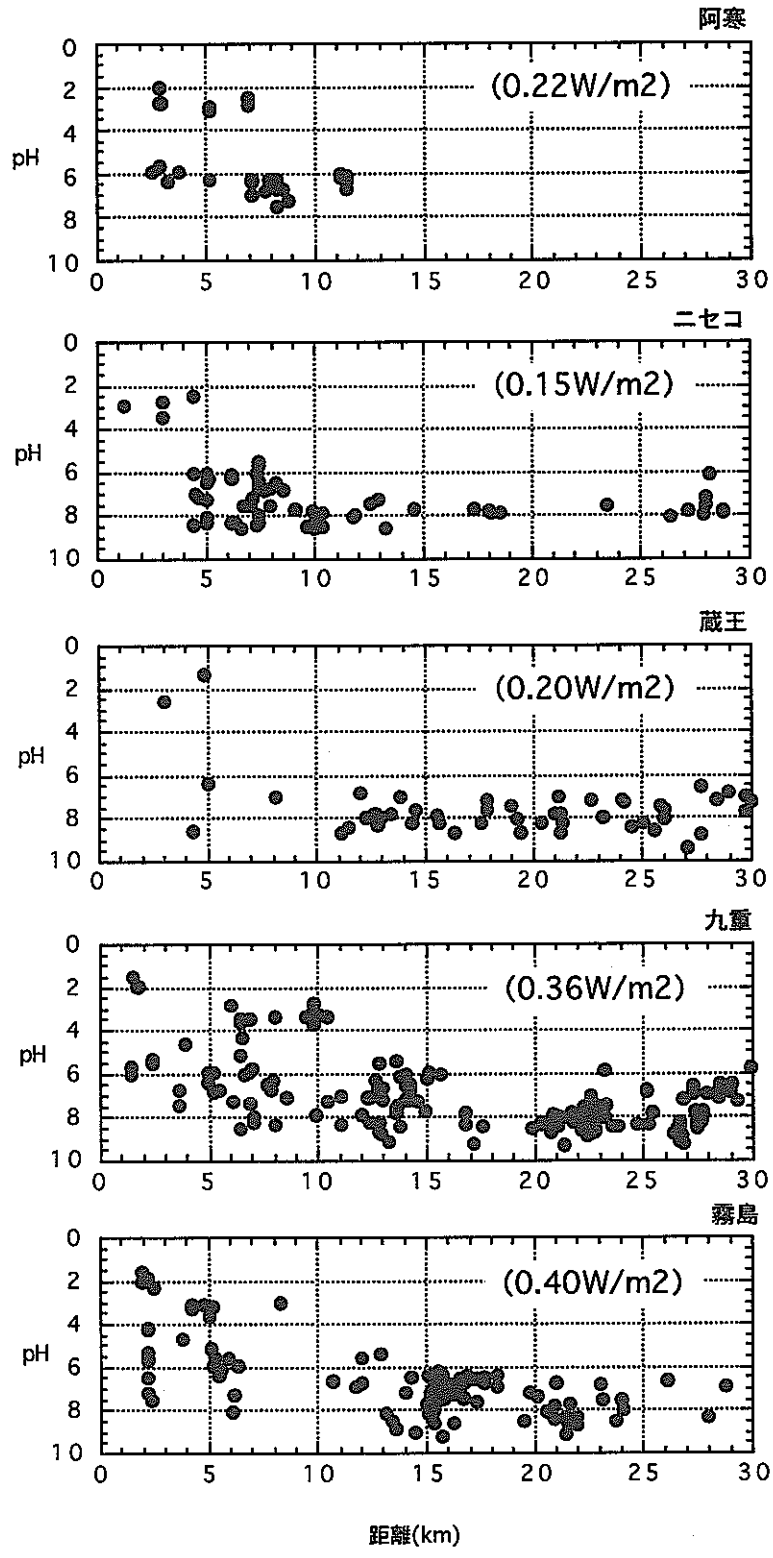


図 2.4-24 各火山の熱流束および周辺温泉のpHと火山からの距離の関係

括弧内は噴出中心から半径10km内の坑井から算定した平均熱流束（W/m2）を示す。

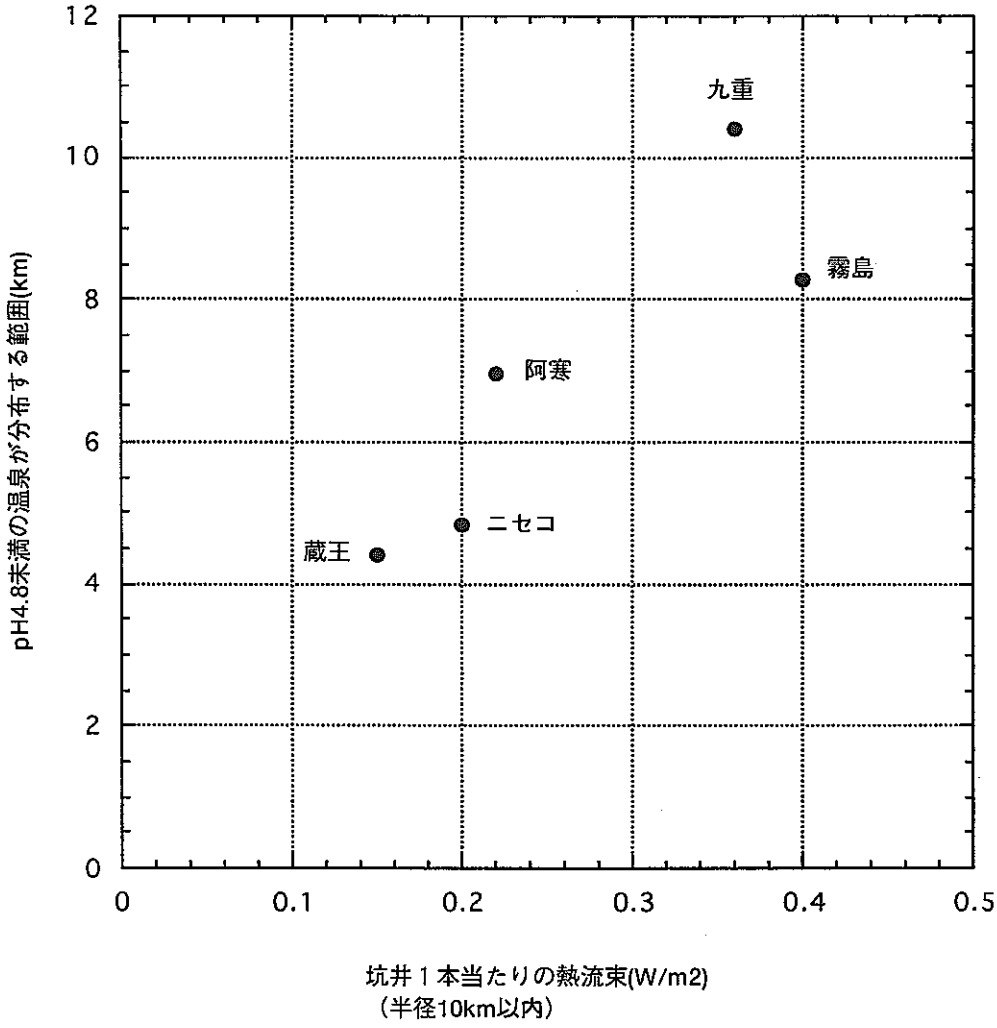


図 2.4-25 坑井1本当たりの熱流束とpH4.8未満の温泉が 分布する範囲の関係

部分から約 1km の範囲で長石や黒雲母の年代の若返りが生じていることを明らかにした（図 2.4-26）。小松ほか（1997）は，奥飛騨火砕流堆積物の給源火道と考えられる水鉛谷給源火道（直径約 500m）の母岩である奥丸沢花崗岩（古第三紀）中の石英の熱ルミネッセンス（TL）年代を測定した。それによると，火道から約 200m 以内の範囲では，火道内の TL 年代値（0.26Ma）に近い値が得られており，この範囲で約300℃（電子トラップの解消温度）以上の温度まで達したことを示した。

今回，瀬戸内火山岩類からなる新第三紀の高浜黒岩火道（直径約 50m）を対象とし（図 2.4-27），母岩である領家花崗岩類中の各鉱物（角閃石，黒雲母，ジルコン，アパタイト）について K－Ar および FT 年代を測定した（小松ほか，1998）。ここでは，火道から 3.5km 離れた地点における各鉱物の年代値を基準として，火道周辺での年代値がこれより若返っている場合，火道からの熱の影響を受けているものと判定した。黒雲母の K－Ar 年代，ジルコンとアパタイトの FT 年代は，火道に近づくほど若返る。とくに，火道内捕獲岩中や火道近傍のジルコンとアパタイトには，完全な年代のリセットが生じている。各鉱物の閉鎖温度(Nishimura and Mogi, 1986)を用いると，火道から数 m の地点では約 300℃まで温度が上昇したと推定できる，火道から 100m を越えると 100℃以上の温度の上昇は生じなかったと考えられる。（図 2.4-28）。

以上からマグマの貫入によって，その周辺の岩盤には温度の上昇が認められるものの，300℃以上まで温度が上昇した範囲は，接触部分からの距離にして貫入岩体の大きさの数分の1の範囲に限られる。

2.4.3 まとめ

中新世後期～鮮新世以降における日本列島の火山活動には偏在性が認められ，東日本火山帯と西日本火山帯の範囲のみに限って活動が生じている。第四紀の時間スケールでの火山活動の変化は，火山フロントの顕著な移動としてではなく，むしろ火山地域や火山列における活動域の拡大・縮小，移動などの変化としてとらえることができる。したがって，十万年程度の将来については，火山地域・火山列スケールにおける数百年程度の火山活動の時間的・空間的変化に基づき，将来の活動域を評価する必要がある。また，その際には地質情報からの外挿ばかりではなく，地殻応力場などのテクトニクスを考慮することや物理探査によって地下のマグマの存在の有無などを確認する必要もある。

火山の地下に存在する熱源（マグマ溜まり・高温岩体）などによって，火山周辺には熱的，水理学的，地球化学的影響などが認められる場合がある。これらの影響は一般に火山の噴出中心から離れるにしたがって小さくなる傾向があるが，その程度は火山によって異なる。これらの原因として熱源の大きさや深度，基盤の地質構

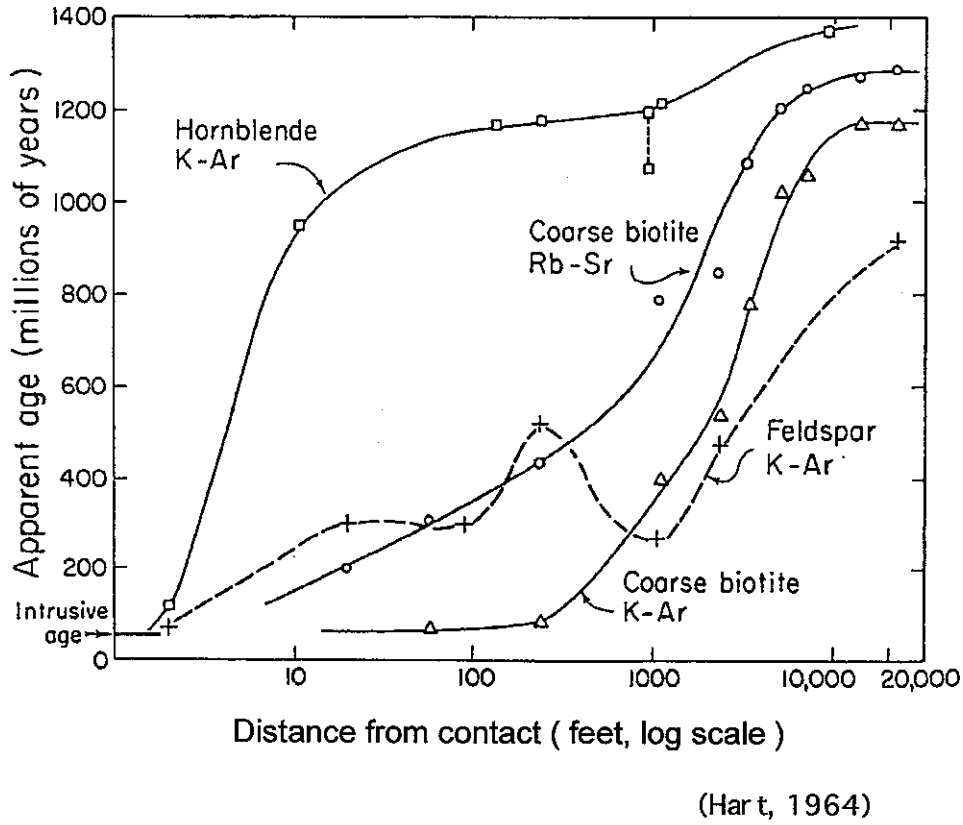


図 2.4-26 貫入岩からの距離と鉱物年代との関係（米国フロントレンジ地域の例）

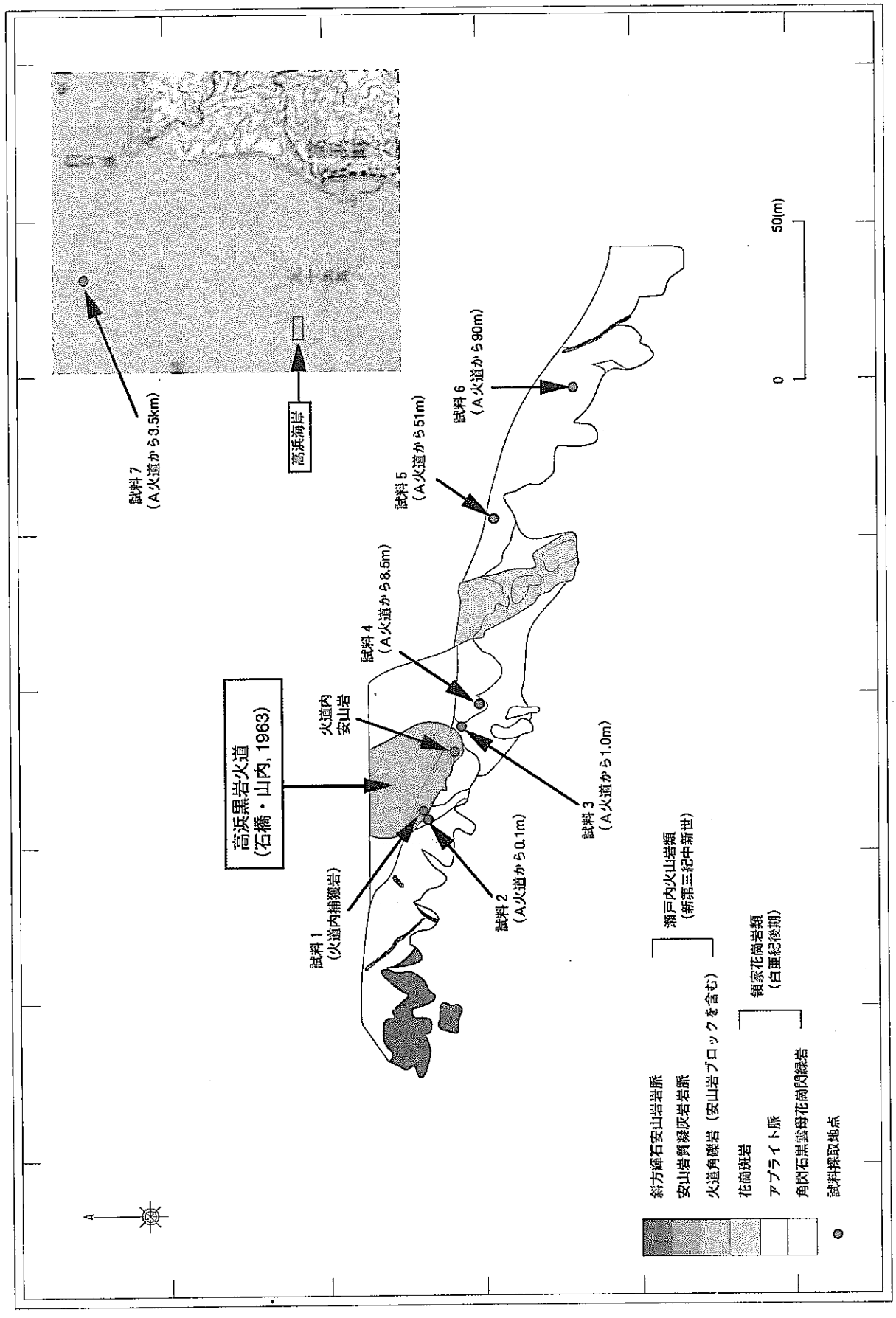
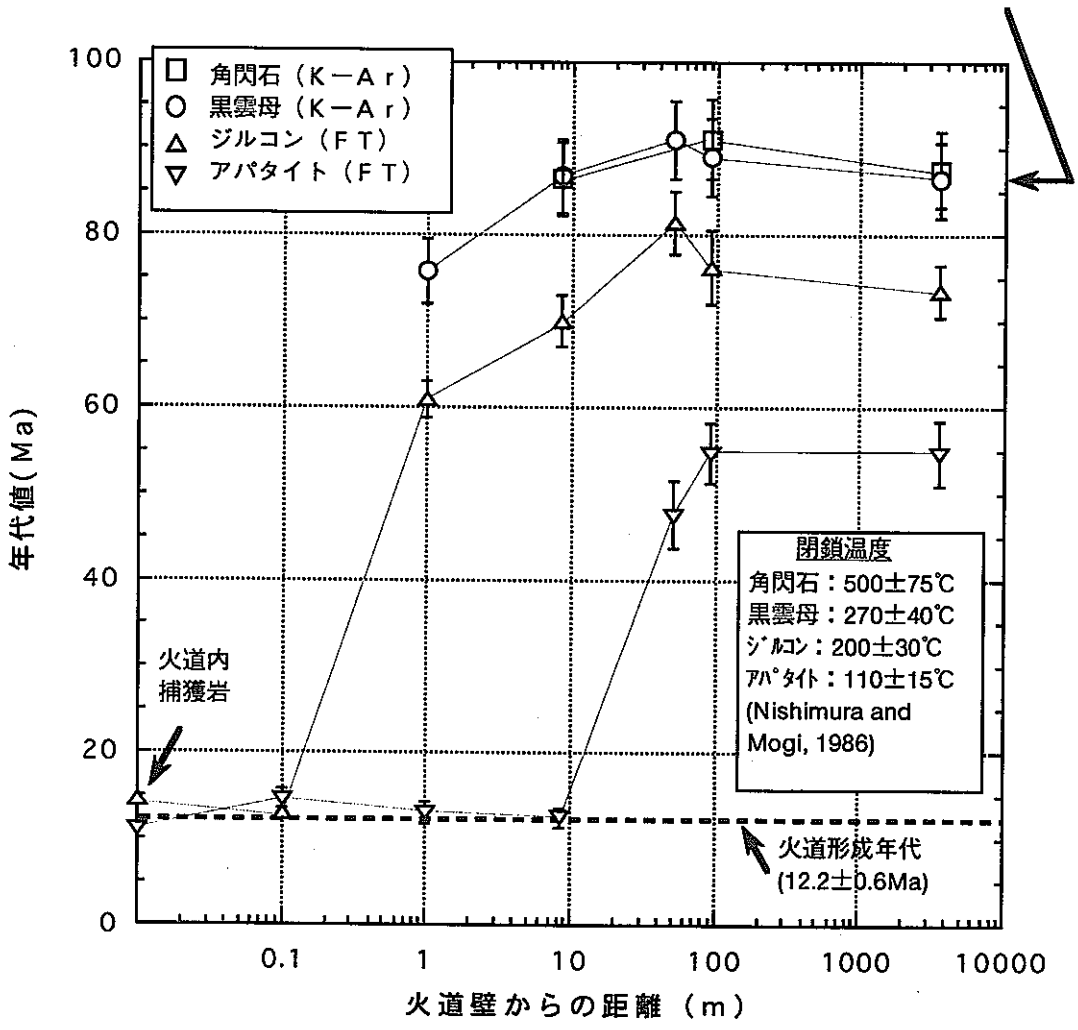


図 2.4-27 高浜黒岩火道周辺の地質と試料採取地点

[参考]
高縄トーナル岩の
K-Ar年代（黒雲母）
87Ma
（河野・植田, 1966）



（小松ほか, 1998）

図 2.4-28 火道壁からの距離と鉱物年代値の関係
（高浜黒岩火道の例）

造の違いが考えられる。また，化学的な影響を支配する主な要因として，火山から放出される熱エネルギーがあげられる

いずれにしても，日本列島には火山活動によって地層処分システム影響を受けない地域が広く存在することは明らかである。また，予定地の選定に際しては，その地域詳細な火山地質調査や放射年代測定，地球物理探査，地化学探査によりそれらの影響を適切に把握するとともに，地層処分システムの性能を考慮しつつ，火山活動を生じている地域から適切な距離を確保することが重要である。

なお，処分場の操業時における火山活動による影響については，大規模珪長質火砕流や降下火山灰などによる影響が考えられる。これらについては火山防災の分野で作成されているハザードマップ（例えば，荒牧，1993；宇井，1997）と同様な調査を行うことによって，数十年程度の影響については回避することができる。

以上のように火山活動が地質環境に及ぼす影響を回避するための見通しは得られたが，さらに高い信頼性をもって予定地を選定するためには，以下の可能性を評価することが重要となる。
・九州北部から山陰の単成火山群が新たに発生する可能性
・非火山地域に高温異常域が新たに発生する可能性
・プレート運動の変化に伴い火山活動の場が変化する可能性
など

参考文献

荒牧重雄（1983）概説：カルデラ. 月刊地球, 5, 64-72.

荒牧重雄（研究代表者）（1993）火山災害予測図（第6部）. 火山災害の規模と特性, 文部省科学研究費重点領域研究,251-326.

荒牧重雄（1996）火山現象. 新版地学事典, 地学団体研究会編, 平凡社 230.

Baker, D. R. and Eggler, D. H. (1983) Fractionation paths of Atka (Aleutians) high-alumina basalts : Constraints from phase relations. Jour. Volcanol. Geotherm. Res., 18, 387-404.

Bredehoeft, J. D. and Papadopulos, I. S. (1965) Rates of vertical groundwater movement estimated from the earth's thermal profile. Water Resources Research, 1, 325-328.

地質調査所（1992）100万分の1日本地質図幅第3版.

Cox, A. and Engebretson, D. (1985) Change in motion of Pacific plate at 5 Myr Bp., Nature, 313, 472-474.

第四紀火山カタログ委員会（宇井忠英・荒牧重雄・梅田浩司・河内晋平・小林哲夫・小山真人・佐藤博明・高橋正樹・千葉達朗・津久井雅志・林信太郎・湯佐泰久）編（1999）日本の第四紀火山カタログ（CD-ROM版）. 日本火山学会.

Geological Survey of Japan and Coordinating Committee for Coastal and Offshore Geoscience Programmes in East and Southeast Asia (CCOP) (1997) Heat flow map of East and Southeast Asia, 1:5,000,000 Miscella-neous Map Series 36, Geological Survey of Japan.

古川雅英（1991）琉球弧のテクトニクスと西表島群発地震. 月刊地球, 13, 656-663.

Hart, S. R. (1964) The petrology and isotopic-mineral age relations of a contact zone in the Front Range, Colorado. J. Geol., 72, 493-525.

長谷川昭・趙　大鵬・山本　明・堀内茂木（1991）地震波からみた東北日本の火山の深部構造と内陸地震の発生機構, 火山, 36, 197-210.

長谷川昭・松本　聡（1997）地震波から推定した日光白根火山群の深部構造, 火山, 42, .S147-155.

早川由紀夫・小山真人（1992）東伊豆単成火山地域の噴火史１：0～32kaK. 火山, 37, 167-181.

林信太郎・梅田浩司・伴　雅雄・佐々木実・山元正継・大場　司・赤石和幸・大口健志（1996）東北日本，第四紀火山の時空分布(1)－背弧側への火山活動域の拡大－, 1996年度日本火山学会講演予稿集, 2, 88.

北海道立地下資源調査所（1995）60万分の1北海道地温勾配図および説明書. 北海道立地下資源調査所，44p.

Horton, C.W. and Rogers, F. T. (1945) Convection currents in a porous medium. Jour. Appl. Phys., 16, 367-370.

石塚　治・宇都浩三・湯浅真人・Hochstaedter, A.（1999）伊豆小笠原弧背弧地域の火成活動史－リフティングに伴う火成活動の変化－. 月刊地球（号外）, 23, 89-98.

Iwamori, H (1992) Degree of melting and source composition of Cenozoic basalts in Southwest Japan; evidence for mantle upwelling by flux melting. Jour. Geophys. Res., B97, 10983-10995.

Jackson, E. D., Shaw, H. R. and Bargar, K. E. (1975) Calculated geochronology and stress field orientations along the Hawaiian chain. Earth Planet. Sci. Lett., 26, 145-155.

鍵山恒臣（1997）火山体構造探査と噴火予知, 火山, 42, 115-118.

鍵山恒臣・歌田久司・三ヶ田均・筒井智樹・増谷文雄（1997）霧島火山群の構造とマグマ供給系. 火山, 42, S157-165.

鎌田浩毅（1992）中央構造線の西方延長としての大分－熊本構造線の右横ずれ運動とフィリピン海プレートの斜め沈込み－. 地質学論集, no.40, 53-63.

加茂幸介・西　潔・井口正人・吉沢　保・寺石真弘・鍵山恒臣・山口　勝・高木章雄・角田寿喜・小野博尉・須藤靖明・松尾訓道・清水　洋（1990）九州地域における震源の高精度決定－大学観測網による震源の検討－. 地震, 43, 543-545.

兼岡一郎（1998）年代測定概論. 東京大学出版会, 315p.

加藤昌治・川上純樹・花野峰行・富長勇作（1996）いくつかの地熱地帯での自然対流の上昇速度について－温度検層結果を用いた上昇流解析－. 日本地熱学会平成8年度学術講演会要旨集, A33.

木村政昭（1983）沖縄トラフの陥没構造形成に関する考察. 地質学論集, 22, 141-157.

木村政昭・伊勢崎修弘・古川雅英・石原丈実（1985）沖縄トラフ中部の地磁気異常. 地学雑誌, 94, 16-29.

国立天文台編（1997）理科年表.

小松　亮・梅田浩司・斎藤　宏・棚瀬充史・長尾尚顕（1997）噴火活動による地質環境への影響調査（その2）－岐阜県北部, 水鉛谷給源火道周辺の熱履歴－. 日本火山学会1997年秋季大会講演予稿集, 98.

小松　亮・梅田浩司・棚瀬充史・檀原　徹（1998）領家帯, 高縄トーナル岩のマグマ貫入時の熱履歴. 日本火山学会1998年秋季大会講演予稿集, 100.

小松　亮・梅田浩司・江原幸雄・梶原竜哉（1999）坑井温度データからみた熱水対流系の大きさ. 地球惑星科学関連学会1999年合同大会予稿集,　.

小松　亮・梅田浩司・中司　昇（1999）日本列島における温泉・熱水変質帯について. サイクル機構技報, 3,　-　.

Kondo, H., Kaneko, K. and Tanaka, K. (1998) Characterization of spatial and temporal distribution of volcanoes since 14 Ma in the Northeast Japan arc. Bull. Volcanol. Soc. Japan, 43, 173-180.

小山真人・早川由紀夫・新井房夫（1995）東伊豆単成火山地域の噴火史2：主として32ka以前の火山について. 火山, 40, 191-209.

松林　修・大久保泰邦・山崎俊嗣・上嶋正人・宮崎光旗（1992）日本及び隣接地域熱流量・キュリー点深度図. 日本地質アトラス（第2版）, 地質調査所.

松本征夫（1979）九州における火山活動と陥没構造に関する諸問題. 地質学論集, 16,

127-139.
守屋以智雄（1993）噴火史研究による噴火の開始時期・規模・種類・経過の長期予測. 火山災害の規模と特性, 文部省科学研究費重点領域研究, 5-14.
中川光弘・丸山裕則・船山　淳（1995）北海道第四紀火山の分布と主成分化学組成の広域変化, 火山, 40, 13-32.
中村一明（1969）地殻応力場を反映した火山体の構造. 火山, 14, 8-20.
中村一明（1983）：日本海東縁新生海溝の可能性, 地震研究所彙報，58，pp.711-722.
日本機械学会（1980）蒸気表.
Nimis, P. (1995) A clinopyroxene geobarometer for basaltic systems based on crystal structure modeling. Contrib. Mineral. Petrol., 121, 115-125.
Nishimura, S. and Mogi, T. (1986) The Interpretation of Discordant Ages of Some Granitic Bodies. Jour. Geotherm. Res. Soc. Jap., 8, 145-164.
西村　昭・湯浅真人(1991）伊豆・小笠原弧のスミスリフトー海洋性島弧における背弧リフトの形成の一例ー．地球科学, 45, 333-344.
野田徹郎・高橋正明（1992）地熱系に関与する起源水の地球化学的分類とその意義. 地球化学，26, 63-82.
野田徹郎（1987）地熱活動の指標としてのアニオンインデックス．日本地熱学会誌, 9, 133-141.
大石　朗・村松容一・吉田　裕・橋詰良吉（1995）流体包有物による和歌山県本宮地域の熱水活動の検討. 温泉科学, 45, 63-75.
大口健志・吉田武義・大上和良（1989）東北本州弧における新生代火山活動域の変遷. 地質学論集, 32, 431-455.
大久保泰邦（1993）日本列島の温度勾配図．日本地熱学会誌，15, 1-21.
大久保泰邦・秋田藤夫・田中明子（1998）地温勾配図作成と地下温度構造を求める試みー北海道の例ー．日本地熱学会誌，20, 15-29.
Pollitz, F. R. (1986) Pliocene change in Pacific plate motion. Nature, 320, 738-741.
Robertson, J. K. and Wyllie, P. J. (1971) Rock-water system, with special reference to the water-deficient region. Am. Jour. Sci., 271, 252-277.
Sakamoto, M., Sano, Y. and Wakita, H. (1992) $^{3}He/^{4}He$ ratio distribution in and around the Hakone volcano. Geochemical Journal, 26, 189-195.
佐野有司（1988）ヘリウム同位体比とテクトニクス. 地球化学，22，1-11.
佐藤比呂志，吉田武義（1993）東北日本の後期新生代大規模陥没カルデラの形成とテクトニクス. 月刊地球, 15, 721-724.
瀬尾俊弘・清水和彦（1992）我が国における地下水の水質に関するデータの収集・解析. 動燃技術報告書, PNC-TN7410, 92-017.
炉・核燃料開発事業団中部事業所環境地質課）
新エネルギー・産業技術総合開発機構（1991）平成2年度全国地熱資源総合調査（第3次），広域熱水流動系調査，磐梯地域，流体地化学調査報告書．226p.

Smith,W.H.F.and P.Wessel(1990)Gridding with continuous curvature splines in tesion. Geophysics,55,293-305.

周藤賢治・大木淳一・山本和広・渡部直喜（1993）：陸弧火山活動から島弧火山活動へ－東北本州弧第三紀火山活動の時間変遷－. 地質ニュース, 464, 6-18.

Sugimura, A. (1960) Zonal arrangement of some geophysical and petrological features in Japan and its environs. Jour. Fac. Sci. Univ. Tokyo, Sec. 2, 12, 133-153.

角清愛（1980）日本の温泉放熱量分布と第四紀火山分布との関係－日本における温泉放熱量分布と地質構造区との関係，第3報－. 地質調査所月報，31, 255-266.

多田　尭（1983）沖縄トラフの拡大と九州地方の地殻変動. 地震. 37, 407-415.

高橋栄一・高橋正樹（1995）何が島弧火山の深部構造を決めるか. 科学, 65, 638-647.

高橋正明・山口靖・野田徹郎・駒沢正夫・村田泰章・玉生志郎（1993）50万分の1新潟地熱資源図及び同説明書. 特殊地質図(31-1)，地質調査所，116p.

高橋正明（1995）深部熱水系にはどんな水があるのか？－熱水系の熱的・化学的分類について, 水文科学会誌, 27, 95-103.

高橋正樹（1986）日本海拡大前後の島弧マグマ活動. 科学，56, 103-111.

高橋正樹（1994a）複成火山の構造と地殻応力場 1. 火道安定型・不安定型火山. 火山, 39, 191-206.

高橋正樹（1994b）複成火山の構造と地殻応力場 2. P-type・O-type 火山. 火山, 39, 207-218.

高橋正樹（1995）大規模珪長質火山活動と地殻歪速度. 火山, 40, 33-42.

高橋正樹（1997）日本列島島弧火山における地殻内浅部マグマ供給システムの構造. 火山, 42, 175-187.

玉生志郎（1994）地熱系モデリングから見たマグマ溜まり－豊肥・仙岩・栗駒地熱地域を例にして－. 地質学論集，No.43, 141-155.

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（1999）坑井深度までの日本の地温勾配値. 地調月報. 印刷中.

巽　好幸（1995）沈み込み帯のマグマ学. 東京大学出版会, 186p.

Taylor, B., Klaus, A., Glenn, R.B., Moore, G.F., Okumura, Y. and Murakami. F.(1991) Structural Development of Sumisu Rift, Izu-Bonin Arc. Jpur. Geophys. Res. 96, 16113-16129.

東宮昭彦（1995）マグマ供給系が内陸地震分布に与える熱的影響－日光白根火山への応用. 月刊地球，17, 107-112.

宇井忠英編（1997）火山噴火と災害. 東京大学出版会, 219p.

氏家　宏（1996）変動する島弧と周辺海域の環境－琉球列島の地史「. 日本の自然　地域編 8，南の島々（中村ほか編），112-126.

鵜川元雄（1994）富士火山の下で何が起こっているのか，地震波でみるマグマの上昇. 科学, 64, 570-581.

梅田浩司・草薙　恵・古澤　明・宇井忠英（1996）別府湾コアからみた由布・鶴見火山群における完新世の噴火活動. 火山, 41, 61-71

梅田浩司・中司　昇・湯佐泰久（1998）地質環境の長期安定性：火山活動について. 日本原子力学会1998年秋の大会, 829.

梅田浩司（1999）火山およびその周辺地域における熱流量と温泉水の化学組成. 地球惑星科学関連学会1999年合同大会予稿集,

梅田浩司・小松　亮・中司　昇（1999）坑井データによる地下温度構造の推定. サイクル機構技報, 2, - .

梅田浩司・林信太郎・伴　雅雄（投稿中）東北日本，火山フロント付近の2.0 Ma以降の火山活動とテクトニクス. 火山, , - .

宇都浩三（1995）火山と年代測定－K-Ar, $^{40}Ar/^{39}Ar$ 年代測定の現状と将来. 火山, 40, S27-46.

Uto, K. and Tatsumi, Y (1996) Quaternary volcanism of the Japanese Islands, The Island Arc, 5, 250-261.

Wakita, H. , Sano, Y. and Mizoue, M. (1987) High ^{3}He emanation and seismic swarms observed in a nonvolcanic forearc region. J. Geophys. Res., 92, 12539-12546.

渡辺公一郎・井沢英二・橋本秀爾・加々美寛雄（1997）九州南部のマグマ活動とテクトニクス．地球惑星科学関連学会 1997 年合同大会予稿集, 679.

渡辺　寧（1994）北海道北東部の中新世火山活動とテクトニクス．地質ニュース, 483, 6-14.

Wessel,P. and W.H.F.Smith (1995) New version of the Generic Mapping Tools released,Eos Trans., AGU, 76 (33), 329.

White, D. E. (1957) Thermal waters of volcanic origin. Bull. Geol. Soc. Am., 68, 1637-1658.

山口　靖・金原啓司・玉生志郎・角　清愛・田中啓策（1992）300万分の1日本地熱資源図．日本地質アトラス（第2版），地質調査所.

山野　誠・木下正高・山形尚司（1997）日本列島周辺海域の地殻熱流量分布．地質ニュース，517, 12-19.

山崎文人・大井田徹（1985）中部日本におけるフィリピン海プレート沈み込みの形状, 地震, 38, 193-201.

矢野雄策・村岡洋文（1986）坑井データベースシステム．地質調査所報告，265, 69-190.

矢野雄策・大久保泰邦・渋谷明貫（1994）坑井データに基づく日本列島の温度勾配分布図．物理探査学会第 91 回学術講演会論文集，153-156.

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（1999）日本列島地温勾配図．地質調査所, 印刷中.

横瀬久芳，菊池　航，長尾敬介，小玉一人（1998）九州南西部矢筈岳火山岩類の K-Ar 年代, 岩鉱, 93, 151-161.

2.5 隆起・沈降・侵食

地質時代を通じた隆起・沈降運動は，地形や地層に変形や変位を与えており，それらは変動地形や地質構造として認識されている。また，侵食作用はそれが及ぶ下方限界である侵食基準面に向かって土地を削剥する作用であり，種々の侵食地形や侵食域から運ばれた土砂の作る堆積地形として認識されている。
隆起・沈降・侵食が地質環境に与える影響としては，動水勾配や地下水位の変化につながる地形勾配や土被の変化が考えられる。また，隆起が激しい地域では，地下深部に埋もれていた地層の地表への接近や，地表水の地下深部への直接の混入などに繋がる大きな侵食が生じる可能性がある。特に海岸地域では，陸の隆起と氷期の海面低下が相まって，陸地の相対的な隆起量（侵食基準面である海面との比高）が大きくなり，上記のような影響を受け易いと考えられる。

地質環境の長期的な安定性を評価するためには，地形勾配や土被が将来的にどの程度まで変化するのかを予測することが重要な課題となる。ここでは，隆起・沈降・侵食の時間的・空間的分布を把握するとともに，将来予測のために必要なそれらのプロセスについて検討した。また，隆起・沈降・侵食による地形勾配などの変化について事例を整理した。

2.5.1 わが国における隆起・沈降・侵食の特徴

1) 隆起・沈降

隆起による侵食基準面からの比高や地形勾配の増加は，侵食のポテンシャルを増加させる。また，逆に沈降は土被りを増加させる。しかし，隆起・沈降運動は地質時代を通じて地域ごとに特定の速度と傾向で累積していると言った特徴を有する。そのため，過去から現在までの隆起・沈降運動の場とその速さを定量的に把握し，地震・断層活動など他の天然事象との関連など変動のプロセスを把握することにより，将来の変動量を推定することが可能と考えられる。以下では日本列島における隆起・沈降運動の調査手法を整理するとともに，将来の累積変動量を類推するデータとして日本列島における変動をタイプ分けし，それらの特徴を取りまとめた。

(1) 隆起・沈降運動の解析法

隆起・沈降の速度や分布パターン（変動様式）を把握する手法は，対象とする期間，変動の指標，空間的広がりによって表 2.5-1 に示す3つに分けられる。これらの方法は次に示すようにそれぞれ長所・短所があり，お互いに相補的に用いることが重要である。

測地学的方法は，三角測量などによる測地データや検潮のデータを用いるもので，全国の変動の速さや分布を高精度で把握できる。全国的な変動速度の分布は檀原（1971），Aubrey and Emery（1986），加藤・津村（1989）などに示されている。そ

表 2.5-1　隆起・沈降運動の解析法の比較

	測地学的手法	地形学的手法	地質学的手法
観察対象	水準点や検潮場の上下変動量	1) 地形面（段丘など）の累積変動量 2) 侵食速度と隆起速度の平衡モデル	地層境界（堆積面など）の累積変動量
対象期間	数カ月～100年	1) 数千年～数十万年（段丘） 200万年（侵食小起伏面） 2) 1000万年	数百万年
時間分解能	日変動～年変動	1) 千年～10万年 2) 10万～100万年	10万年～100万年 （千年）
変動量の分解能	cmオーダーかより高精度	1m～10m	数十m～ 100mオーダー

表 2.5-2 褶曲・断層型の隆起速度の例

（単位はm／万年，［ ］内は期間（万年）を示す。）

山　地	地質や侵食小起伏面に基づく値	段丘地形に基づく値	備　考
夕張山地	4～5［200］[2]	2.8～3.2［15］[1]	
日高山脈	4～5［200］[2]	西側 4.0～5.2［15］[1]	
奥羽山脈	4～5［200］[2]	3.3～7.5［12］[3]	測地によれば 4.1mm/y [4] 3.5Ma 頃から東西短縮 [11]
出羽山地	2.5～5［200］[2] 0.4［250］[5]	2.5～5.4［12］[3]	測地によれば 3.7mm/y [4] 3.5Ma 頃から東西短縮 [11]
越後丘陵	2.5～4［200］[2] 13～17［60］[5]	更新世後期～完新世に 10^{-7}～10^{-6}年オーダー（最大 2×10^{-6}/年）の傾動 [4]	測地によれば 10^{-7}～10^{-6}/年オーダーの傾動，背斜は 0.2～3.3mm/年で隆起 [4]
丹沢山地	30～40［250］[7]	2.8［15］[1] 25［8］[13] 30～40［1］[13]	10～15［100］[6]
赤石山脈	＞12.5［200］[8),9)]	5.2［15］[1]	70［100］[6] 測地によれば 8.8mm/年 [10] 1Ma 頃から活発に隆起 [12]

1) 吉山・柳田（1995），2) 第四紀地殻変動研究グループ（1969），3) 田中ほか（1997），4) 溝上ほか（1980），飯川（1983, 1991），飯川・堀川（1985），小千谷地殻変動研究グループ（1989），5)成瀬（1989），6) Ohmori (1987)，7) 貝塚（1987），8) 森山（1990），9) 森山・光野（1989），10) 飯川（1991），11)Sato (1994)，12) 竹内（1996），13) 貝塚ほか（1995）

れらによれば，日本列島は年間 1mm～数 mm 程度の速さで上下変動していることが示されており，例外的に 10mm/年を越える地域も一部にある。最近発達してきた GPS は，特に水平方向の運動について全国の変動をより正確・迅速に観測・解析できる（例えば，多田ほか，1997）。ただし，測地学的方法は観測期間が最大でも約 100 年と短く，大地震の再来間隔と同じかより短い期間しかない。そのために，この方法で得られる変動様式は，地形や地質学的なデータから得られる長期間の平均的な変動の傾向とは異なる場合がある。このような例としては，海岸段丘の分布から長期的には隆起傾向にあると考えられる三陸海岸において，検潮データからは沈降傾向が認められることなどが上げられる。

地形学的手法は，海岸段丘や河岸段丘などの変動地形を指標として地殻変動を捉えるもので，日本列島のように隆起が速く段丘地形がよく発達している地域では有効な手法である。海岸段丘については，約 12.5 万年前と約 6000 年前について，全国的な高度分布図が作成されている（Ota et. al., 1987, 1992）。しかし，年代測定データの不足や侵食による段丘自体の消失のために，地形学的方法による地殻変動の解析には現状では限界がある。このため，海岸段丘の分布調査および年代測定を全国的に実施し，過去数十万年間について変動量の分布を取りまとめつつある（段丘アトラス編集委員会，準備中）。

一方，内陸部は隆起量などを推定する指標が少ないが，河岸段丘などの河成地形面の比高と年代から，過去 10 数万年間について隆起量を推定する方法が吉山・柳田（1995）によって提案されている。高木ほか（1998）はこの方法を改良して，過去数十万年まで適用することを試みている。

また，日本列島の山頂部には，第三紀末に海面近くで形成されたと考えられる侵食小起伏面が広く分布し，この面の高度分布から第四紀初頭以降の隆起量の大まかな分布を知ることができる（第四紀地殻変動研究グループ，1969）。
また，100 万年オーダーでの山地高度の変遷については，侵食速度と隆起速度との平衡状態を想定したモデルによる解析も試みられている（Ohmori, 1987，大森，1990）。
地質学的手法は，形成時の形態と年代が推定できる堆積面や地層の層厚などを指標として，地層の堆積後（および堆積中）の変動様式を解析するものであり，上記の２つの手法に比べて一般に時間や変動量の分解能が低いものの，より長期間にわたる変動の履歴を推定できる利点がある。特に沈降量の推定には不可欠で，盆地や平野の新第三紀以降の沈降量の推定はこの手法による（成瀬，1988，1989，1990；段丘アトラス編集委員会，準備中）。

解析の分解能を向上させる手法として，藤原ほか（1996）は房総半島の 20km×30km のエリアを事例に堆積相解析を海浜堆積物に応用し，過去 12 万年間の隆起量をｍ単

位で，傾動速度を‰単位で推定した。また，津波堆積物など地震の痕跡を地層中から検出して，海岸の地震隆起の発生時期や隆起量を推定（100年単位で5m単位の変動を検出）することも試みられている（藤原ほか，1997，1999；藤原ほか，投稿中；Fujiwara et. al., submit.；増田，1998）。

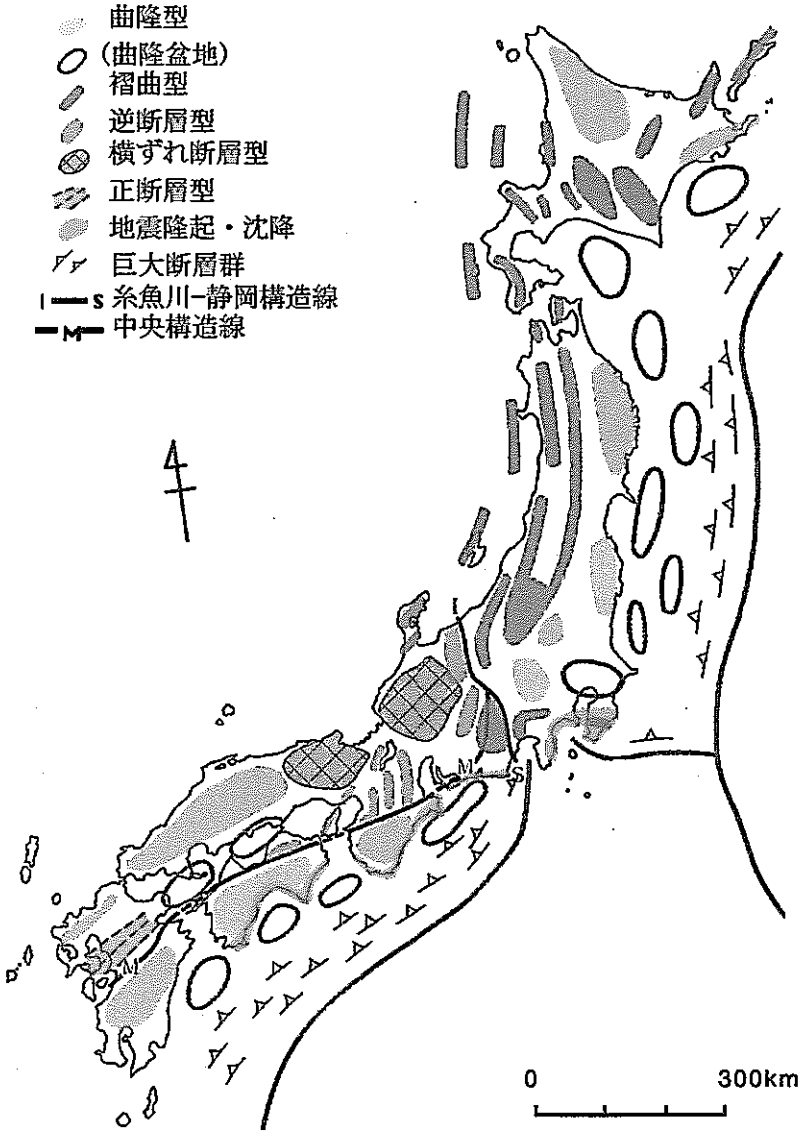
(2) 山地の変動様式

山地・盆地の変動は，地質構造や地形などから推定される変動のプロセスに基づいて，貝塚ほか編（1995）によって (1) 褶曲・断層型，(2) 逆断層地塊型，(3) 横ズレ断層型，(4) 曲隆・曲降型の各タイプに分けられている（図 2.5-1）。これらの分類は厳密なものではなく，地域によっては中間的なものもある。以下では各タイプごとに変動の特徴を概説する。

①褶曲・断層型

主に褶曲と逆断層によって山地や盆地が形成されているタイプで，東北日本弧で典型的であり島弧に平行な地形・地質構造の帯状配列が見られる（北村編，1986）。この帯状配列（東から西へ，北上川－阿武隈川低地帯，奥羽山脈，内陸盆地の低地帯，出羽丘陵，日本海岸の低地帯）は，主に太平洋プレートの沈み込みに伴う東西方向の水平圧縮応力が強まった 3.5Ma 以降，地殻の褶曲と逆断層で作られたもので（Sato, 1994，大槻，1995），波長は約 50km と一定している。山地と平野（盆地）の境界部には南北性の活断層が発達する（活断層研究会，1991）。奥羽山脈の隆起はこれに先んじて 8Ma 頃から開始したと考えられている（Sato, 1994）。第四紀の累積隆起量は，このタイプの山地の中心部で 1000m に達する（表 2.5-2）。赤石山脈や丹沢山地は，第四紀の隆起量が日本列島で最も大きい地域の一つで，伊豆弧の本州弧への衝突が隆起に係わっている（例えば，貝塚，1987）。第四紀の隆起量は赤石山脈の主稜部で 2500 mに達する（森山，1990）。東北・北海道の日本海岸の平野は，第四紀後期に形成された海岸段丘が第四紀中期以前の海成層を覆って分布し，第四紀後期にそれまでの沈降傾向から隆起傾向へ転じたと考えられる地域が多い。新第三紀以降の堆積層が厚く分布する平野では，段丘面を変形させる活褶曲が分布している（例えば，日本第四紀研究会，1987）。海岸段丘の高度から見た隆起速度は，東北日本内帯で 0.5mm／年前後に達し（例えば，八木・吉川，1988；Miyauchi, 1990），東北日本太平洋側に比べて大きい傾向がある。

過去約 70 年間の測地データや検潮データの解析結果によれば，東北日本の太平洋側では沈降運動が明瞭であり，西の日本海側へ向かうにつれて，沈降が解消されることが明らかにされている（壇原，1971；El-Fiky et al., 1996）。太平洋側の沈降は，海岸段丘が示す隆起傾向とは相反する傾向であるが，長期的な変動との関連は明らかにされていない。



(貝塚・鎮西編，1995を改編)

図 2.5-1 日本列島の変動のタイプ

②逆断層地塊型

逆断層で限られ傾動している山地で，近畿三角地帯の山地や木曽山脈が代表的である。近畿三角地帯は若狭湾を頂点とし，比良・六甲山地を西縁，養老山地を東縁，中央構造線を底辺とし，琵琶湖・大阪湾・伊勢湾を含む三角形の地域を指す（例えば，藤田・尾池，1981）。大阪湾周辺から濃尾平野西縁にかけては南北性の活断層が発達し，多くの断層地塊（山地，盆地）が形成されている。第四紀の隆起量が日本で最も大きい中部山岳地帯では，その値が最大で1500m以上に達し（表 2.5-3），第三紀末から第四紀にかけて断層活動に伴う傾動地塊として山地と山間盆地が形成されたと考えられている（高浜ほか，1988；森山，1990）。隆起速度と侵食速度の平衡モデルによると，中部山岳地帯の100万年間の平均隆起速度は，数mm／年（最大7mm／年）と算定されている（Ohmori, 1987）。この解析結果は，侵食速度が数mm／年と推定されるこの地域（侵食の章参照）が，2000mを越える標高を維持していることと整合的である。中部山岳地帯の多くが現在も隆起しつつあり，その速度が日本で最も隆起速度が大きいことは，測地データからも支持される（飯川，1991）。

この地域の異常に速い隆起については，活動度の高い断層が密集すること（活断層研究会，1991），西北西－東南東方向の短縮速度が本州で最も大きいこと（Kaizuka and Imaizumi, 1984），前面に分布する新生代後期の地層が著しい圧縮変形を受けていることから，地殻に強い圧縮力が作用していることに由来すると考えられる。その原因としては主として，(1) フィリピン海プレートと西南日本の収束，特に北端部（伊豆）の衝突による（松田, 1984），(2) 太平洋プレートとユーラシアプレートの収束運動による（藤田・尾池, 1981），あるいは (3) 東北日本と西南日本の衝突による（例えば，中村，1983）などの議論がある。また，重力異常のデータからは，飛騨山脈のように地殻の厚化に伴うアイソスタシーの効果と断層活動が合わさって隆起した山地もあるとされる（池田, 1990, 1996)。

③横ズレ断層型

主に横ズレ断層で地殻の短縮変形が解消されている地域で，中部地方の北西部（飛騨高原，美濃高原など）と近畿地方の西部（丹波高地など）が相当する。右ズレ断層と左ズレ断層が格子状に配列して断層地塊を限っている（貝塚ほか編，1995）。これらは準平原であったものが隆起し，さらに断層によってモザイク状に分断されたと考えられている（例えば，森山，1990）。代表的な山地の隆起速度を表 2.5-4 に示す。美濃高原や三河高原の第三紀末から現在に至る地形の変遷は，この地域に広く分布する土岐砂礫層の礫種構成や礫径分布，古流向などの調査にもとづいて明らかにされており（例えば，森山，1987，1990），更新世前期～中期に北東－南西の軸をもつ褶曲によって隆起が開始し，更新世中期から断層によるブロック化が進んだとされる。この断層の一部は活断層として活動を続けている。横ズレ断層と言っても，縦ズレ成分が比較的大きいものや，同じ断層でも時代によって横ズレが卓越したり縦ズレが卓越

表 2.5-3 逆断層地塊型の隆起速度の例

（単位はm／万年，［ ］内は期間（万年）を示す。）

山 地	地質や侵食小起伏面に基づく値	段丘地形に基づく値（解析中）	備 考
飛騨山脈	>7.5［200］[2]	12.4～24.4［15］[1]	5～7［100］[3] 3Ma～1.4Maに主に隆起[4),5)] 断層によらずアイソスタシーによる隆起の可能性[8)]
木曽山脈	5～7.5［200］[2]		5［100］[3] 1～0.5Ma頃から活発に隆起[5),6),7)]
六甲山地	5［100］[10]		大阪盆地との相対的な変位は10［100］[10] 近畿トライアングルの逆断層地塊は，0.5Ma頃から急速に隆起[9) 10)]
養老山地	6～8［100］[11]		養老断層による濃美平野との相対的な上下変位速度は20［100］[11]
阿讃山地主稜部	1.7～3.9［210～120］[12]		

1) 吉山・柳田（1995），2) 第四紀地殻変動研究グループ（1969），3) Ohmori (1987)，4) 竹内（1988），5) 竹内（1996），6) 森山・光野（1989），7)森山（1990），8) 池田（1990, 1996），9) 藤田（1995），10) 貝塚ほか（1995），11) 須貝・杉山（1988），12) 植木・満塩（1998）

表 2.5-4 横ズレ断層型の隆起速度の例

（単位はm／万年，［ ］内は期間（万年）を示す。）

山 地	地質や侵食小起伏面に基づく値	段丘地形に基づく値（解析中）	備 考
飛騨高原	2.5～7.5［200］[1),2)]		
美濃高原			更新世前期から隆起，更新世中期から断層ブロック化[3)]
丹波高原	2.5［200］[1]		

1) 第四紀地殻変動研究グループ（1969），2) 野上ほか編（1994），3)森山（1990）

するものがある。

④曲隆型

全体として緩やかな傾動を示す山塊で，東北日本では北上山地や阿武隈山地が，西南日本では，中国・四国・九州と紀伊半島の山地が相当する。北上山地と阿武隈山地は，活断層の密度や地形の起伏が小さく，第四紀における隆起量は500mないし1000m程度である（表 2.5-5）。紀伊山地，四国山地，九州山地は，第四紀における隆起量がこのタイプとしては大きく，山地の中心部では 1000 m以上に達する（第四紀地殻変動研究グループ，1969）。また，過去100万年間の平均隆起速度は，侵食速度と隆起速度の平衡モデルを用いた解析によれば，四国山地中心部で 2.5mm／年に達する（大森，1990）。四国山地の隆起は，地震時の沈降と地震間の緩やかな隆起が合成された結果であることが，測地データと地形データの解析から明らかにされている（例えば，大森，1990）。中国地方では，中新世中期から主な隆起が始まったとされ（小畑，1991），第四紀における隆起量は最大でも400m程度と考えられる（表 2.5-5）。活断層は少ないが，中国山地中・東部および吉備高原の隆起は，中新世から続くE-W系の衝上断層の活動によると考えられている（多井，1987）。

(3) 海岸の変動様式

日本列島では，第四紀後期に形成された数段の海岸段丘が海岸から陸側 10～20km程度の範囲に分布することが多く，隆起速度や地殻変動様式を推定する良い指標となる。特に下末吉期と呼ばれる約12.5万年前の海岸段丘（いわゆる下末吉面）は，日本各地の海抜10m以下から約200mまでの様々な高度に分布する（図 2.5-2）。日本列島の海岸地域の変動様式は，これらの段丘の高度分布に基づいてA～Dの4つのタイプ（変動地域）に分けられている（図 2.5-2）。各タイプの変動が広がる最小エリアは概ね個々の丘陵や低地規模で，共通の変動様式をもつ幾つかの丘陵や低地が集まって，全体として一つの変動地域をなす。

それぞれの変動地域では，下末吉面より古い（高い）段丘は下末吉面と類似した変動様式を示し，かつ変動量が大きい。これと似た関係が下末吉面と下位の完新世段丘との間にも見られる。このことから，各地域は第四紀後期を通じて，それぞれ決まった様式で累積的に隆起してきたことがわかる。

また，完新世段丘形成時までの隆起速度と，完新世段丘の形成以後の隆起速度を比べると後者の方が速い傾向がある。この傾向は隆起速度が大きいタイプDで顕著で，更新世までに比べて2倍～一桁大きな値を示す。

①タイプA（小波長の波状変形）

新第三紀以降の堆積物が厚く分布する，北海道南部から東北日本の日本海側の低地帯には，海岸線に平行な波長20～30 kmの活褶曲が卓越する。この波状変形は，現在の地形とよく調和しており，背斜が山麓や半島の高まりに，向斜が平野に対応する（例

表 2.5-5 曲隆型の隆起速度の例

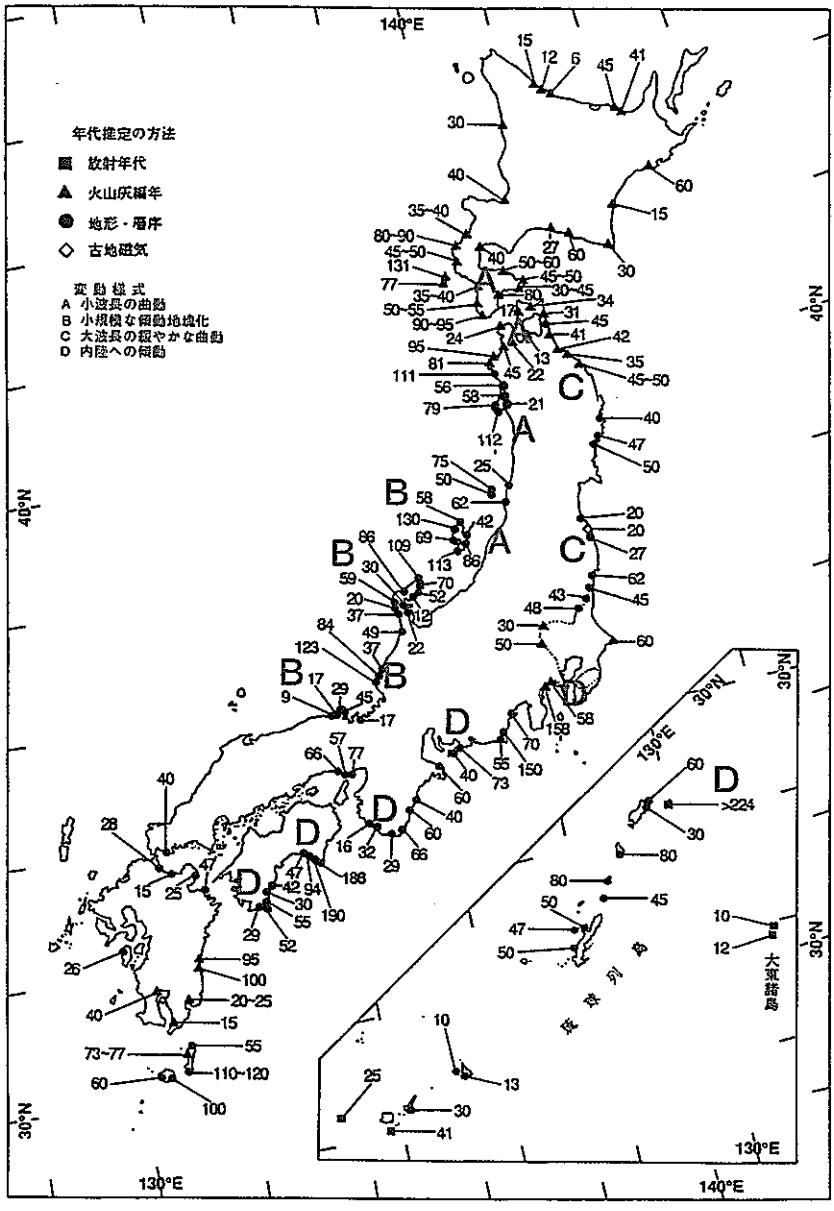
（単位はm／万年，［ ］内は期間（万年）を示す。）

山 地	地質や侵食小起伏面に基づく値	段丘地形に基づく値	備 考
北見山地	2.5［200］[1]		
北上山地，阿武隈山地	2.5～3.5［200］[1]		
関東山地	4～5［200］[1]	4.4～8［15］[3]	50～60［100］[2]
中国山地	2～3.5［200］[1],[4]		
紀伊山地	4～5［200］[1]	2［15］[3]	
四国山地	4～7.5［200］[1]	3.2［15］[3]	15～25［100］[5]
九州山地	4～7.5［200］[1]		70万年前以に主に降隆[6]

1) 第四紀地殻変動研究グループ（1969），2) Ohmori (1987)，3) 吉山・柳田（1995），4) 小畑（1991），5) 大森（1990），6) 内嶋ほか編（1995）

表 2.5-6 各地の隆起速度の例（出典；段丘アトラス）

地域（1/5万地形図名）	隆起量と期間	平均隆起速度 m/万年
襟裳付近	（33～85 m）/（12.2～32.8万年）	2.3～4.3 m/万年
苫小牧付近 （低地帯）	（-56～-41 m）/12.2万年	-4.6～-3.4 m/万年（沈降）
（丘陵部）	（22～41 m）/12.2万年	1.8～3.4 m/万年
北上低地帯 焼石岳	（48.5～111 m）/（11.4～41.1万年）	2.4～6.4 m/万年
水沢	（48.5～76 m）/11.4-41.1万年	1.8～4.3 m/万年
新町	34 m/11.4万年	3.0 m/万年
関東平野周縁部 100万年前頃に沈降傾向から隆起傾向に転換（例えば貝塚，1987）	第四紀後期の平野北部0.1 ～0.4 mm／年（Suzuki, 1989, 増田・中里，1988）平野西部で，NW-SE 系の活褶曲が発達（日本第四紀研究会, 1987）。	-2mm/y（壇原，1971）
近畿 神戸周辺	（4～113 m）/0.6～48.2万年	2.3 m-6.7 m/万年
須磨	（9.8～106.7 m）/（8～21.4万年）	3.2～7.7 m/万年（完新世 1.6 m/千年）
北条	34 m/12.2万年	2.8 m/万年
高砂	（28.8～87.3 m）/（8～21.4万年）	3.6～6.1 m/万年
明石	39.5 m/12.2万年	3.2 m/万年
大阪湾	（-12～-152 m）/（12.2～32.8万年）	-1 m～-6.4 m/万年（沈降）
八代（有明海南部）	(19～45 m）/（10～12.2万年）	1.6～4.5 m/万年
鹿児島	（17.5～55m/（10～57.2万年）	0.5～4.9 m/万年



（太田，1996より）

図 2.5-2 最終間氷期最盛期に形成された段丘の旧汀線高度のあらまし（単位m）

当時の海面高度（現在比約+5m）を差し引いた値が，過去約12.5万年間の隆起量に相当する。

えば，日本第四紀研究会，1987）。図 2.5-3 は，横軸に段丘の形成年代を，縦軸に段丘が示す隆起量を形成年代で割って求めた隆起速度を取ったものである。隆起量は，海岸段丘の現在の高度から海岸段丘形成時の海面高度および段丘の離水後に堆積した地層の層厚を差し引いて求めた値である（以下同じ）。隆起速度は，どの期間でも多くの場合数 m／1 万年である。推定された隆起速度に同じ地域内でも幅があるのは，主に褶曲による傾動による。日本海側の活褶曲は変動が速く，背斜部では更新世～完新世以降 10m／1 万年前後の隆起が継続していると推定される（例えば，宮内，1988；八島・宮内，1990）。

②タイプB（小規模な傾動地塊化）

断層で切断された小規模な地塊（長さ 10－30km）が傾動をしている地域で，能登半島，佐渡島，若狭湾周辺が相当する（図 2.5-2）。能登半島は南へ傾動する複数の小ブロックに細分され（半島全体として南方に傾動），佐渡島も３つの傾動ブロックからなる（Ota and Yoshikawa, 1978）。北陸地域において丘陵・山地部が隆起し平野部が沈降する現在の変動様式は，約 50 万年前に生じたと考えられている（かせ野ほか，1988）。段丘の高度分布から推定した隆起速度は，完新世より古い段丘では概ね 2～8m／1 万年であるが，完新世段丘では 5m／1 万年以上の地域が多く 10m／1 万年を越えることもある（図 2.5-3）。推定された隆起速度に同じ地域内でも幅があるのは，ブッロクの傾動による。

③タイプC（大波長の緩やかな曲動）

タイプCの海岸は，北上山地および阿武隈山地の山麓に対応して，非常に緩やかに（波長 100km 以上）曲隆しており，陸側への傾動は見られない。段丘の高度分布から推定される過去数十万年間の隆起速度は数m／1 万年未満で（図 2.5-3），他のタイプより一般に小さい。図 2.5-4 に約 32 万年前（酸素同位体ステージ９）に形成された海岸段丘の三陸海岸北部における高度分布を示す。段丘形成時の海岸線を示す旧汀線アングルの高度は，三戸町北方で 131m に達し，段丘は全体として北東の海側へ極めて緩やかに（平均の傾斜角数‰）低下する。この時期の海面高度は，現在より５m 程度高かったと深海底堆積物の酸素同位体比から推定されている（図 2.6-1）ので，この値を差し引いた値が各地点の隆起量となる。過去約 30 万年間の平均隆起速度は，3～4 m／1 万年である。

④タイプD（内陸への傾動）

海岸に沿った幅 30～50km の帯状の地域が陸側へ傾動することで特徴づけられ，関東以西のプレート境界に面した太平洋沿岸に分布する（図 2.5-1, 2.5-2）。この変動様式は地震時に観測された変動量の分布との類似性から，地震性隆起（プレート境界で生じる巨大地震に伴う隆起）が，百年から千年程度の再来間隔で累積した結果と解釈されている（例えば，Shimazaki and Nakata, 1980；宮下，1989；大森，1990）。１回

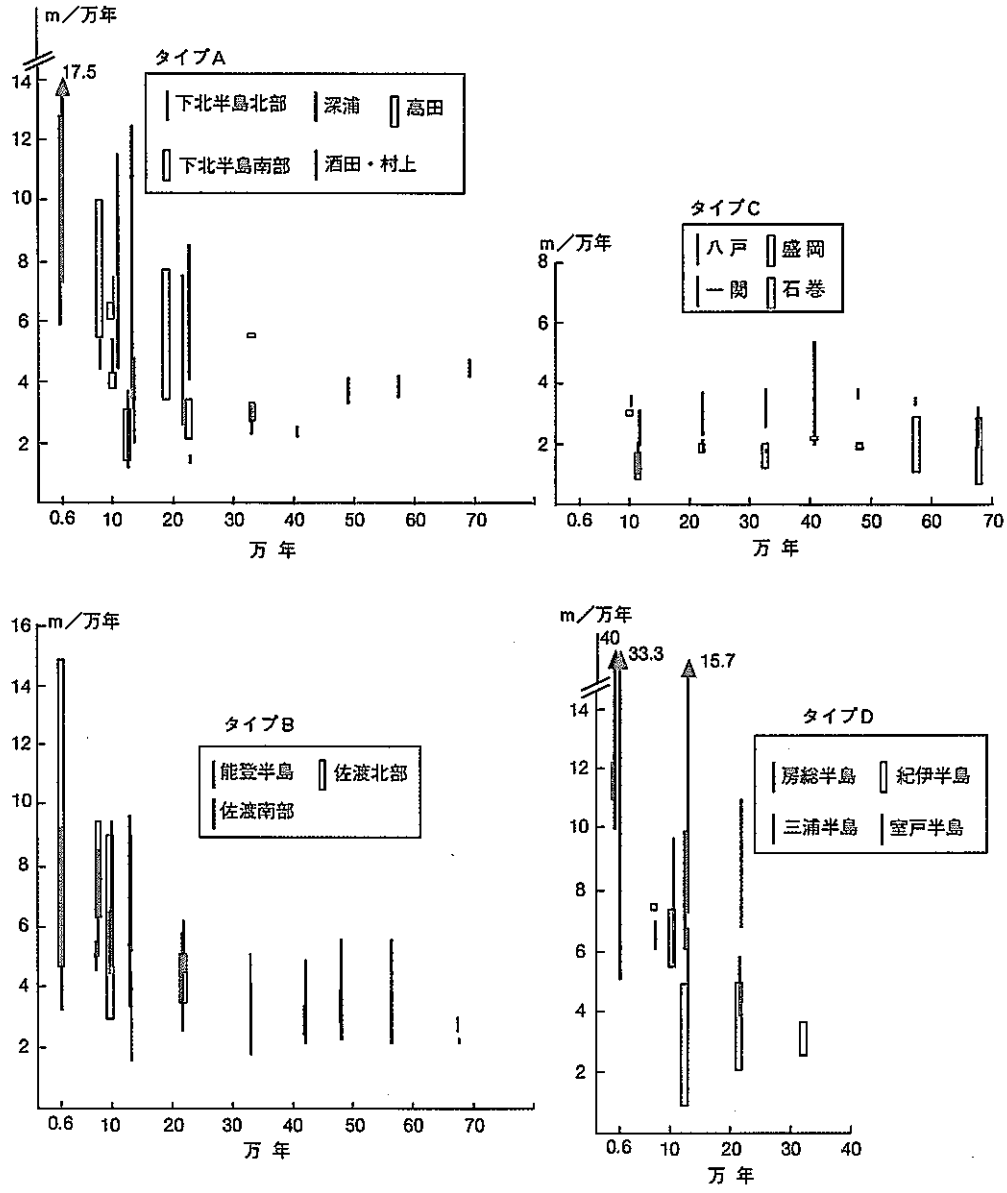


図 2.5-3 タイプ別の海岸の隆起速度

タイプ分けは図 2.5-2と同じ。各年代（横軸）の段丘の高度から推定される，段丘形成時から現在までの平均隆起速度（縦軸）。バーの長さは各地域内で見られる隆起速度の幅を表し，段丘の傾動等による。タイプD（地震にともなう傾動）は他のタイプより隆起速度が大きい。このため，古い時代の段丘は侵食で失われている。タイプCは隆起速度が小さい。完新世段丘から推定される隆起速度は，それ以前よりも大きい傾向がある。

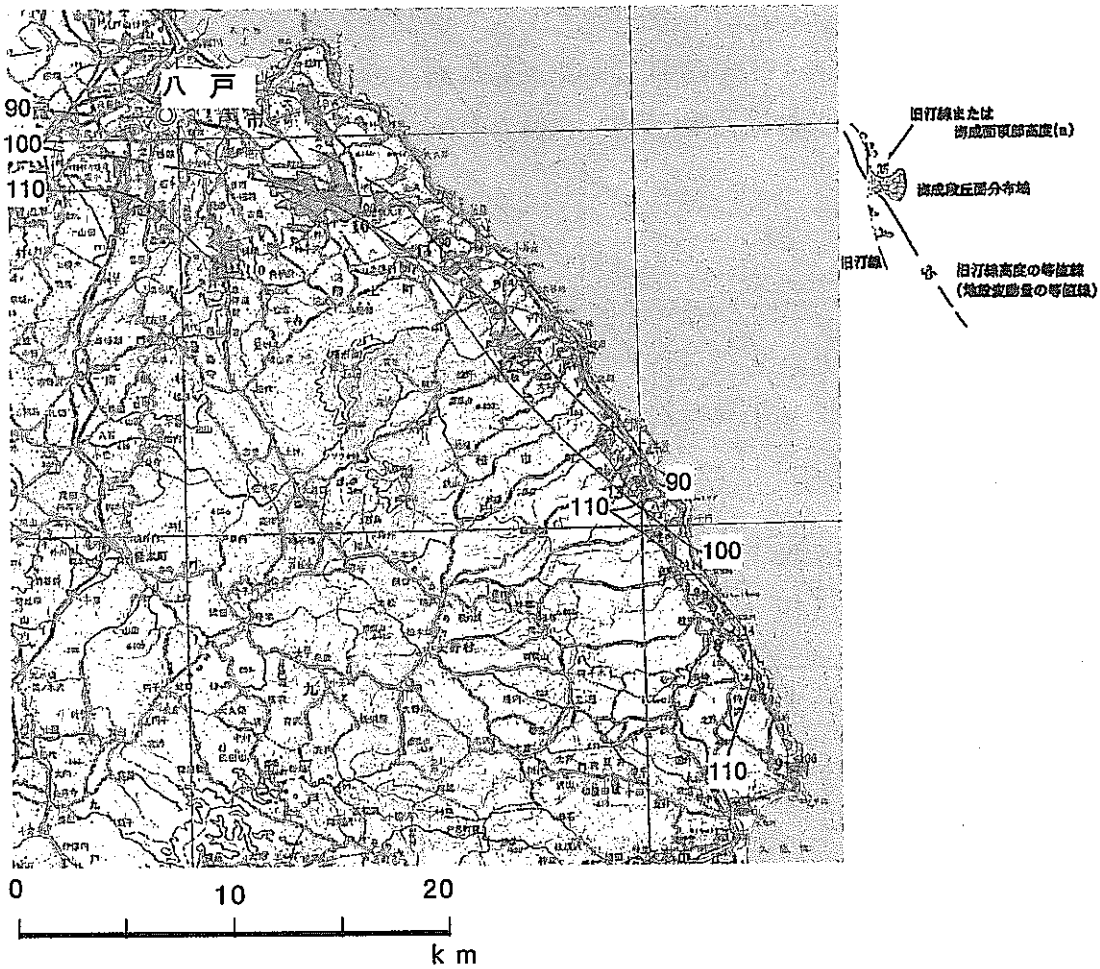


図 2.5-4 三陸海岸北部（タイプC）の約32万年前の旧汀線高度 (m)

当たりの隆起量は最大で数十cm～数mである（例えば，宇佐見，1987；前杢・坪野，1990；茅根・吉川，1986）。海岸段丘から推定される隆起速度は他のタイプに比べて大きく，上述のように陸側への傾動のために半島の先端部で特に大きくなり，15m／万年を越えることもある（図 2.5-3）。完新世の段丘が古い段丘より大きな隆起速度を示すと言う傾向は，タイプDの海岸で顕著であり，完新世段丘が示す値が40～60m／1万年に達する南関東や四国南部の例もある。室戸半島周辺の下末吉面の旧汀線の高度分布を図 2.5-5 に示す。室戸岬の先端から内陸へ向かう顕著な傾動が認められる。等値線から段丘形成時の海面高度（約5m）を差し引いた値が，過去約 12 万年間の隆起量を示す。

⑤その他の海岸
何れのタイプにも分類されていないか，あるいは中間的な変動様式をもつ海岸もある。海岸段丘が示すの変動速度を表 2.5-6 に示す。変動が著しいのは，活断層で限られた地塊が形成されている伊豆半島の周辺である（表 2.5-7）。

(4) 第四紀の沈降
日本の主要な平野・盆地は単に地形的な低地であるだけでなく，その地下には新第三紀以降の厚い地層が伏在しており，構造的な沈降地域（構造盆地）であり，現在も沈降を続けているところが多い。日本列島では17－15Maをピークに大規模な海進が起こり，各地に広く海成中新統が堆積したが，鮮新世（約5Ma）になると中新世の堆積盆地が縮小・分化した。現在陸域にある第四紀盆地は，この鮮新盆地を受け継いで，さらに縮小・浅化したものが多い（成瀬，1988，1990）。

第四紀の主要な堆積盆地を図 2.5-6 に示す。主要な盆地は長径50～100km，短径30～50kmの長円形のものが多く，内陸（山間）盆地は長径50km以下と小さい。海岸平野の中心部は第四紀を通じて沈降傾向にある場合が多いが，平野の周辺部では地層や段丘の分布から，それまでの沈降傾向から第四紀後期に隆起傾向に転換したと考えられる地域が多い（日本第四紀研究会，1987；太田・米倉，1988）。

日本の主要な平野と盆地に堆積した1Ma以降の地層を対象として，ボーリングデータや反射法探査の結果を元に，何年前の地層がどのくらいの深度に埋没しているかを整理した（図 2.5-7a）。埋没深度は，堆積時の水深の補正がなされていないが，概ね堆積以降の地盤の沈降量と近似することが可能である（成瀬，1988，1989）。図からは多くの地域で沈降速度が概ね1m/1000年程度かそれ未満であることが読みとれる。また，全国の主な地域の沈降量（速度）の分布を表 2.5-8 に示す。

図 2.5-7b は，深層ボーリングのデータを元に，主要な平野の沈降中心部における15Ma 以降の地層の層厚の累積変化を整理したものである。堆積時の水深を無視すれ

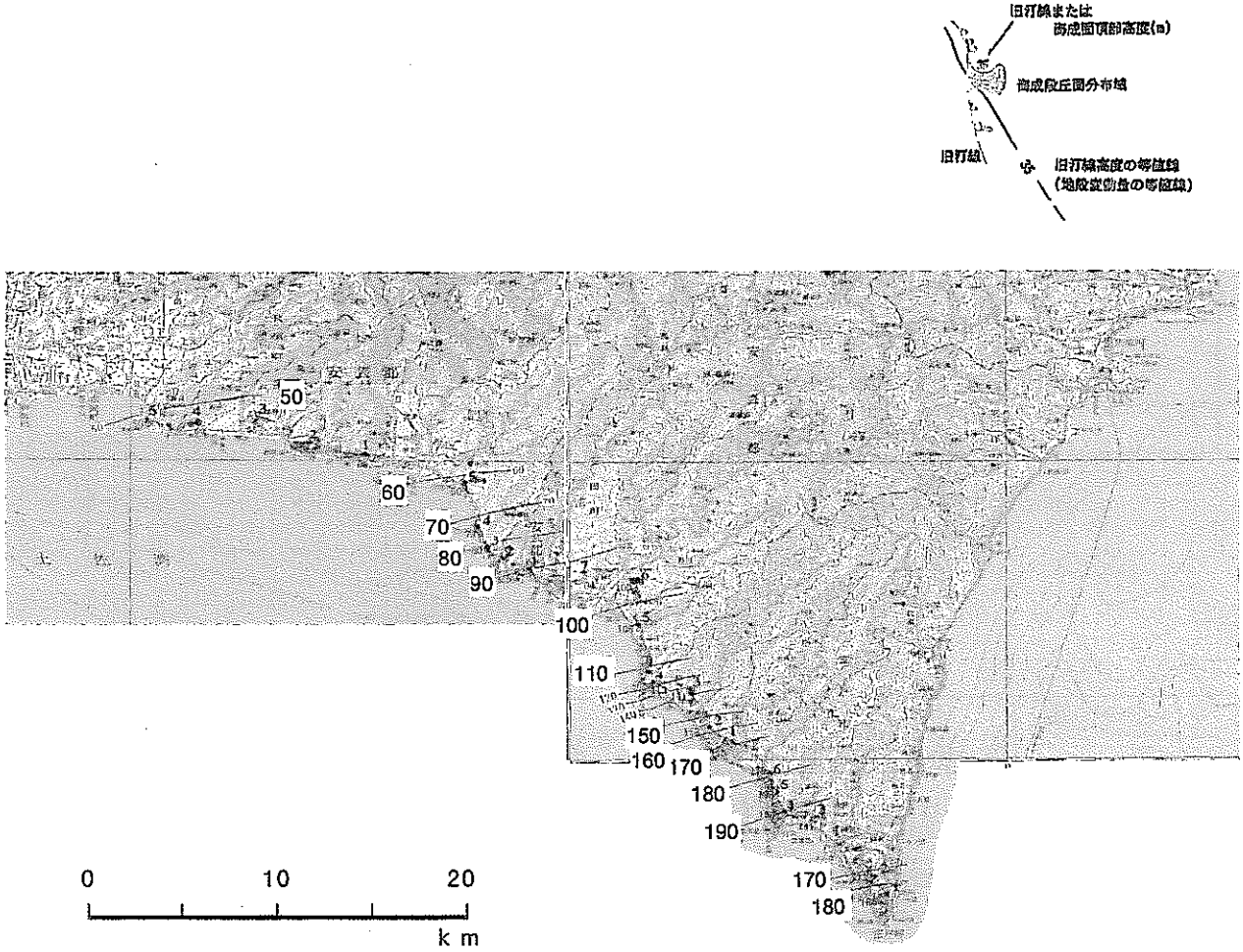


図 2.5-5 四国室戸半島周辺（タイプD）の約12.5万年前の旧汀線高度(m)
陸側への傾動が顕著。

表 2.5-7　相模湾周辺の隆起速度

主要な隆起域	第四紀の隆起	現在の変動
伊豆半島周辺	・数万年前以降，半島の付け根付近が沈降 ・半島南東部や伊豆諸島は1～3 mm／年で隆起（石橋他，1982；太田ほか，1983）	半島東部は隆起（1～2 mm/年以上），半島西部と駿河湾沿岸は沈降（-1.0～-6.5 mm／年） （石井，1989, 1991，加藤，1984，大竹・浅田，1983）
足柄平野	・約50万年前に沈降（約5m/千年）から隆起（約5m/千年）に転換（貝塚，1987） ・70万～20万年16 m/万年以上，6万年以降5 m/万年で隆起（山崎，1984，1985）	0～-2mm/y（壇原，1971） 0.6～0.7mm/y （6000～5000yBP以降）

表 2.5-8　主な平野の沈降量（その１）

主要な沈降域	第四紀の沈降	現在および後氷期の沈降
石狩平野	苫小牧北部では600 m（1.7Ma）[1] 札幌周辺では最大1500 m（1.7Ma）[1] 苫小牧付近沈降5m（12.5万年）[2]	6000BP以降は沈降しない[3] 4mm/年で沈降[4]
十勝平野	1.9Ma以降最深部で700 m[5] 450～500 m（1.7Ma）[1] 0.96Ma以降40 m[5]，[6]	南部で5mm/年で沈降[7] 4～6mm/yで沈降[4]
天塩平野	累積沈降量は800m以上[8] 最大1500 m(1.7Ma以降)[1]	0mm/年で沈降[7]
釧路平野	460 m(1.7Ma以降）[1]	4～6mm/yで沈降[4] 5～10mmで沈降[9]
津軽平野	400 m以上[10]	沈降無し[9]
庄内平野	最大1900 m以上（3Ma）[11] 895m(1.8Ma）[11]	0～2mm/yで沈降[4]
山形盆地	300 m：1.2 m/千年（25万年）[12]	4mm/yで沈降[4]
秋田平野	400m：1.0～1.3 m/千年（40～20万年）[13] 500 m（2.5Ma）[14] 150m（1.5Ma）[15]	0mm/yで沈降[4]
能代平野	1000 m以上（2.5Ma）[14] 163 m（1.5Ma）[16]	0mm/yで沈降[4]

表 2.5-8　主な平野の沈降量（その2）

主要な沈降域	第四紀の沈降	現在および後氷期の沈降
諏訪盆地	断層運動で沈降：更新世後期以降平均 3 m/千年[17] 最深部で 400 m以上（約 12 万年）[18]	後氷期に 2.5 m/千年で沈降[17]
新潟平野	881～1860 m：0.88～1.56 m/千年（0.74～1.6Ma）[19]	2mm/y で沈降[4]
関東平野	最大 2500 m以上（3Ma 以降）[20] 540～1300 m：0.82～1.08m/千年（50～85 万年）[19] 1400m（1.7-1.9Ma）[21]	全体として沈降傾向（1～2 mm/年）[4),22] 茨城県南部 3～20mm/y[23]
足柄平野	400～500 m：1.6～2 m/千年（25 万年）[24] 45.3m（6 万年）[24]	0～2mm/y で沈降[4] 0.6mm/y（6.3ka 以降）[24]
富山平野	200～570 m：0.3～1.14 m/千年（50～70 万年）[19] 黒部川付近で約 600 m（約 50 万年）[25]	0～2mm/y で沈降[4]
加賀平野	500 m以上（1.2Ma）[26]	0～2mm/y で沈降[4]
近江盆地（琵琶湖）	第四紀を通じて断層運動による沈降[27] 37～518 m：0.38～0.81 m/千年（8～80 万年）[19] 琵琶湖で最大約 1100 m（1.8Ma）[28]	2～4mm/y で沈降[4]
濃尾平野	中期更新世以降 350 m[29] 10^{-8}/y のオーダーで傾動[30] 93～300 m：0.6～0.77 m/千年（12～50 万年）[19]	2～4 mm/年で沈降[4]
大阪平野（大阪湾）	第四紀を通じて断層運動による沈降[27] 大阪湾中央部 3.5Ma 以降最大 2500m[32] 湾中央部最大 1200 m以上（約 1Ma）[32] 230～413m：0.54～0.65 m/千年（0.4～0.8Ma）[19] 700m/1.25 Ma[31]	2～4mm/y で沈降[4]
大分平野（別府湾）	別府湾：3Ma 以降 4000m 以降：1.2m/千年以上[33] 大分川上流 1300 m：1.1m/千年（1.2 Ma）[34] 2000m 以上（3Ma）[37]	別府-島原地溝は南北方向へ 1.4cm/年で拡大，沈降量は 2.5mm/年[35]
有明海沿岸	22m（過去 12 万年）[36] 熊本平野で 400 m（35 万年）[34]	2～4mm/y で沈降[4]

1）岡（1997），2）吉山（1990），3）三好ほか(1985)，4）檀原（1971），5）松澤ほか（1981），6）岡（1986），7）小疇ほか（編）(1994)，8）福沢（1987），9）加藤・津村（1979），10）大沢・平山（1970），11）池辺ほか（1979），12）松岡ほか（1984），13）成瀬（1989），14）粟田ほか（1986），15）藤岡ほか（1977），16）大沢ほか（1985），17）永井ほか（1988），18）熊井（1997），19）成瀬（1988），20）楡井（1988），21）垣見ほか（1973），22）田中・五味（1988），23）齊藤ほか（1988），24）山崎（1985），25）藤井（1992），26）かせ野（1992），27）市原（1993），28）吉川・山崎（1998），29）日本建築学会東海支部・土質工学会中部支部・名古屋地盤調査研究会（1969），30）桑原・牧野内（1989），31）増田（1993），32）関西地盤情報活用協議会地盤研究委員会（1998），33）竹村ほか（1993），34）長谷・岩内（1993），35）多田（1993），36）杉谷（1983），37）木戸（1993）

1 十勝，2 仙台，3 関東，4 南房総，5 石狩，6 秋田，
7 新潟，8 会津，9 掛川，10 四国沖，11 宮崎，12 濃尾，
13 大阪，14 大分，15 北陸，16 山陰沖

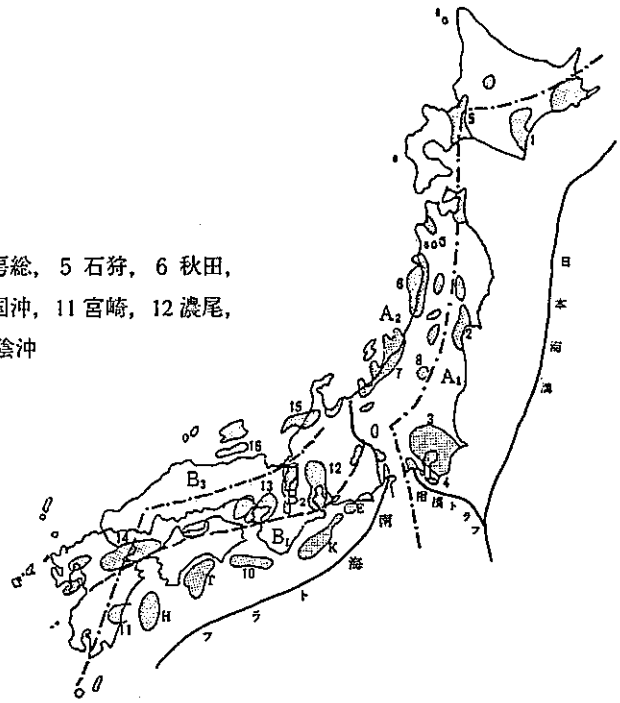


図3　鮮新・更新世盆地の地域区分
アミ部分：鮮新・更新世堆積盆地（図6：本文に対応）E：遠州灘海盆，K：熊野灘海盆，T：土佐海盆，H：日向灘海盆，鎖線：火山フロント（杉村，1978による）

（成瀬，1990より）

図 2.5-6 鮮新・更新世盆地の地域区分

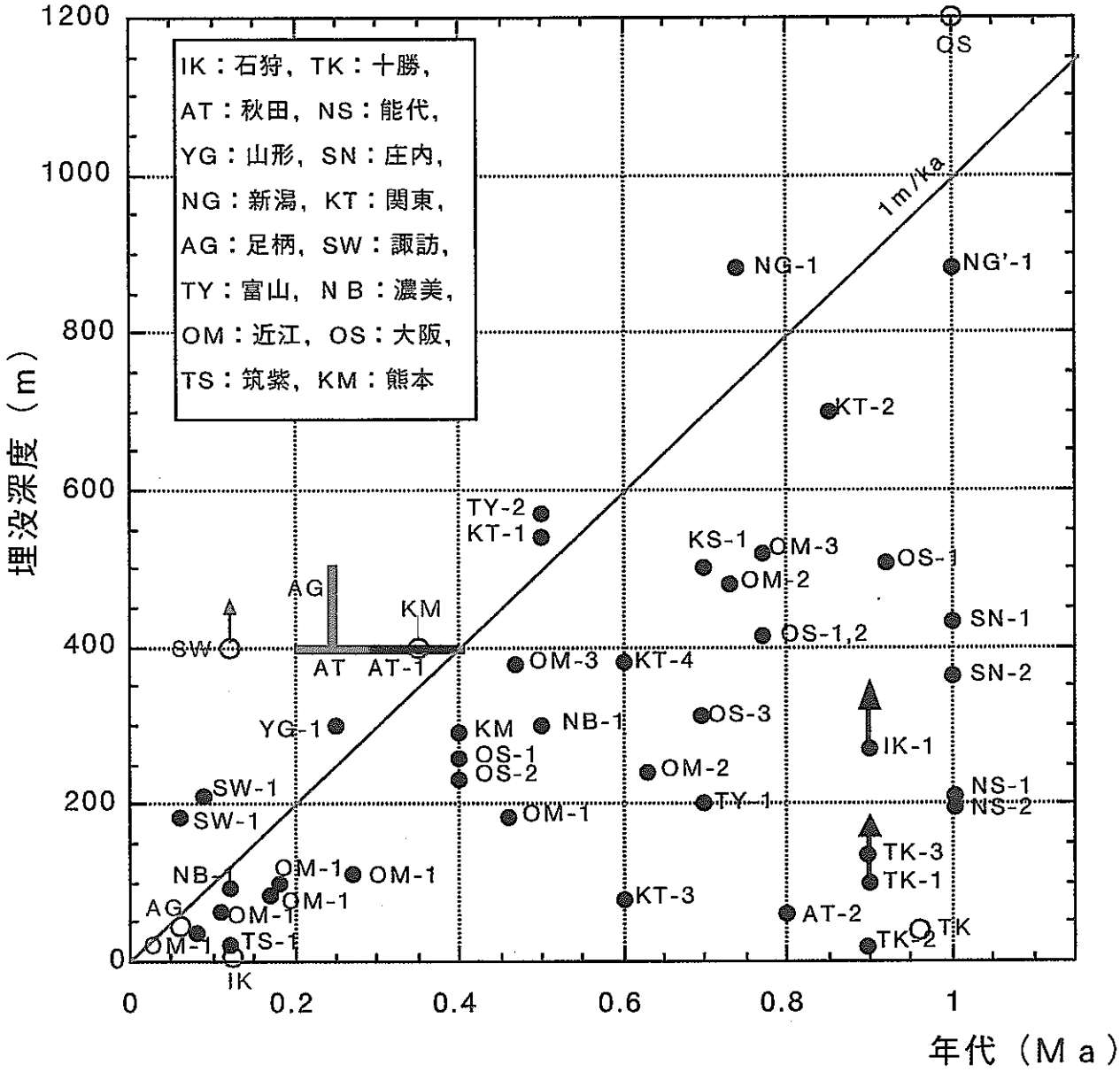


図2.5-7a　第四紀堆積盆における1Ma以降の地下層準の深度と年代

●ボーリングデータ：藤岡ほか（1977）；池辺ほか（1979）；北海道鉱業振興委員会（1979）；松澤ほか（1981）；大沢ほか（1984,1985）；成瀬（1988，1989）；関東地方土木地質図編纂委員会（1996）

○地質断面図や反射断面などから推定した堆積盆の中心における値：表2.5-8より抜粋

縦軸は堆積層の現在の深度，横軸はその層準の年代値を示す。堆積時の水深補正は関東平野のみ行った。埋没深度は概ね沈降量とと読み替えられ成瀬（1988，1989），深度と年代から沈降速度が求まる。ほとんどの平野で1Ma以降の沈降量は1000m以下で，沈降速度は1m/1000年以下である。これより沈降速度の大きい盆地は羽越-フィッサマグナ-南関東地帯（秋田，山形，新潟，富山，諏訪，関東，足柄）と大阪などに限られる。

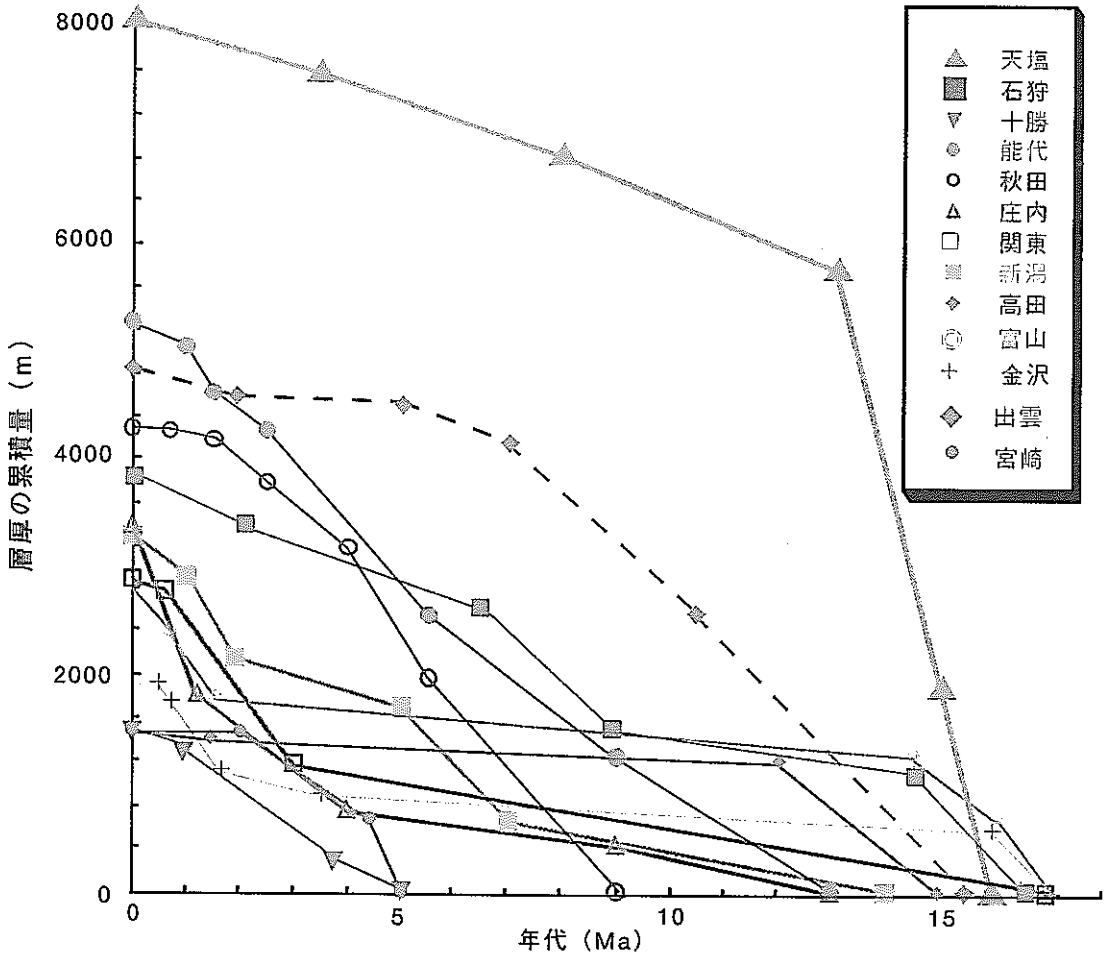


図 2.5-7b 主要な平野における累積沈降量

縦軸はボーリングデータから得られた主要な平野下の堆積層の深度，横軸はその深度の年代値を示す。深度は堆積量と近似され，概ね沈降量と読み替えることができる（成瀬，1988，1989）。深度を堆積量や沈降量に換算するためには，水深や圧密などの補正が必要であるが，ここでは圧密補正のみ行った。

ボーリングデータ：藤岡ほか（1977）；池辺ほか（1979）；北海道鉱業振興委員会（1979）；
松澤ほか（1981）；大沢ほか（1984，1985）；遠藤・鈴木（1986）；
北陸地方土木地質図編纂委員会（1991）；関東地方土木地質図編纂委員会（1996）

ば，層厚の累積変化は累積沈降量を近似的に表す。曲線の傾きで表される沈降速度は，時代や地域によって違いがある。日本海側の平野では10数Ma以前と数Ma以降の期間で沈降速度が大きい。この図からは，多くの地域で現在に続く顕著な沈降が数 Maころから始まったことが読みとれる。

九州中部の別府から島原にかけて東西に連なる地溝帯は，引張応力場で正断層が地盤を切断し地塊を形成している地域で，貝塚ほか編（1995）で正断層型とされている地域である。この沈降は，別府－島原地溝が沖縄トラフの延長であり，現在も南北方向に拡大していることに起因すると考えられる（例えば，多田，1985）。

第四紀における沈降量を第四紀層の基底面深度の分布で近似し，全国の平野の沈降量図を作成中である（段丘アトラス編集委員会，準備中）が，ここでは一例として庄内平野の沈降量を図 2.5-8 に示す。

2) 隆起・沈降の将来予測

山地・盆地（平野）規模での隆起・沈降運動は，地質学的時間スケールで捉えるとほぼ定常的かつ蓄積的に進むことが地質構造や地形の証拠から示される。これらの変動は，プレートの相対的な運動に起因するさらに広域的な島弧規模での変動の一部である。変動の蓄積は，東北日本では約3.5Ma（例えば，天野・佐藤，1989；Sato, 1994），西南日本で2～3Ma（例えば，成瀬，1990；Sugiyama, 1994）まで遡れる場合が多く，伊豆弧の衝突を受けテクトニクスが複雑な南部フォッサマグナでさえ 1Ma～0.5 Maまで遡ることができる。このことから，変動が蓄積されるプロセスを理解することによって，将来の変動（およびその量）をある程度推定することが可能と考えられる。より正確な類推のためには，(1) 変動のプロセスを明らかにし，(2) 一連のプロセスの中で現在がどういうフェーズにあるかを把握し，(3) これからどうなっていくかを予測することが必要である。

(1) 東北日本弧の変動プロセス

各種のデータが豊富な東北日本弧を例に，地球物理学的なデータから推定した地殻構造，地質構造や地形から推定される新第三紀末以降の変動履歴，測地データから推定される最近の変動様式を総合し，島弧規模の隆起・沈降運動が進行するプロセスを検討する手法の一例を示す。

①新第三紀末以降の変動履歴

南北に延びる複背斜が隆起帯（山地や日本海の海嶺）を，複向斜が沈降帯（盆地や日本海岸平野，日本海の舟型海盆）をなし，隆起帯前縁に逆断層が形成されていることが東北日本弧の地質構造の大きな特徴である（図 2.5-9）。褶曲や逆断層による地殻短縮率は，火山フロントよりも背弧側で大きく前弧側で小さいと言う明瞭な傾向があ

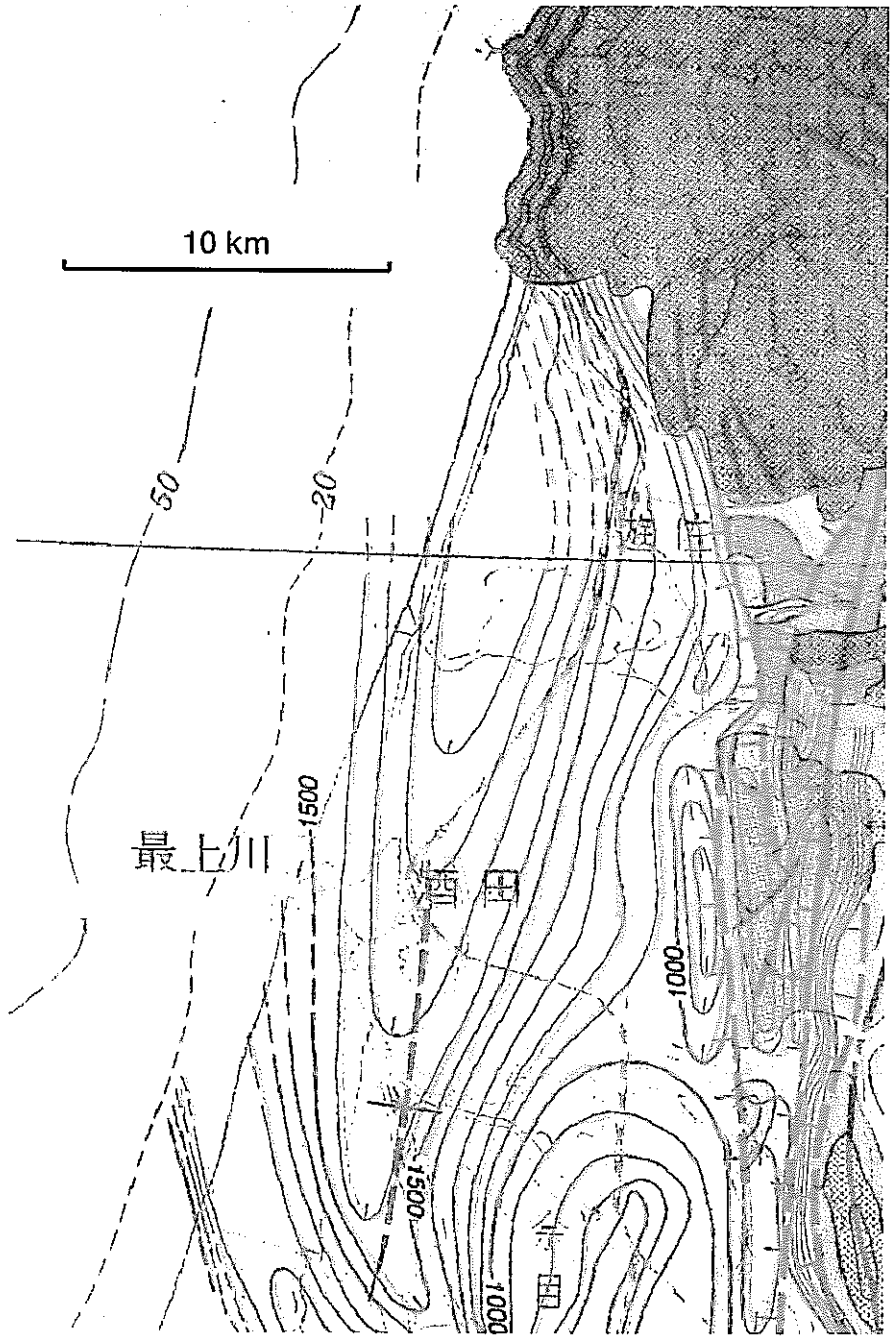
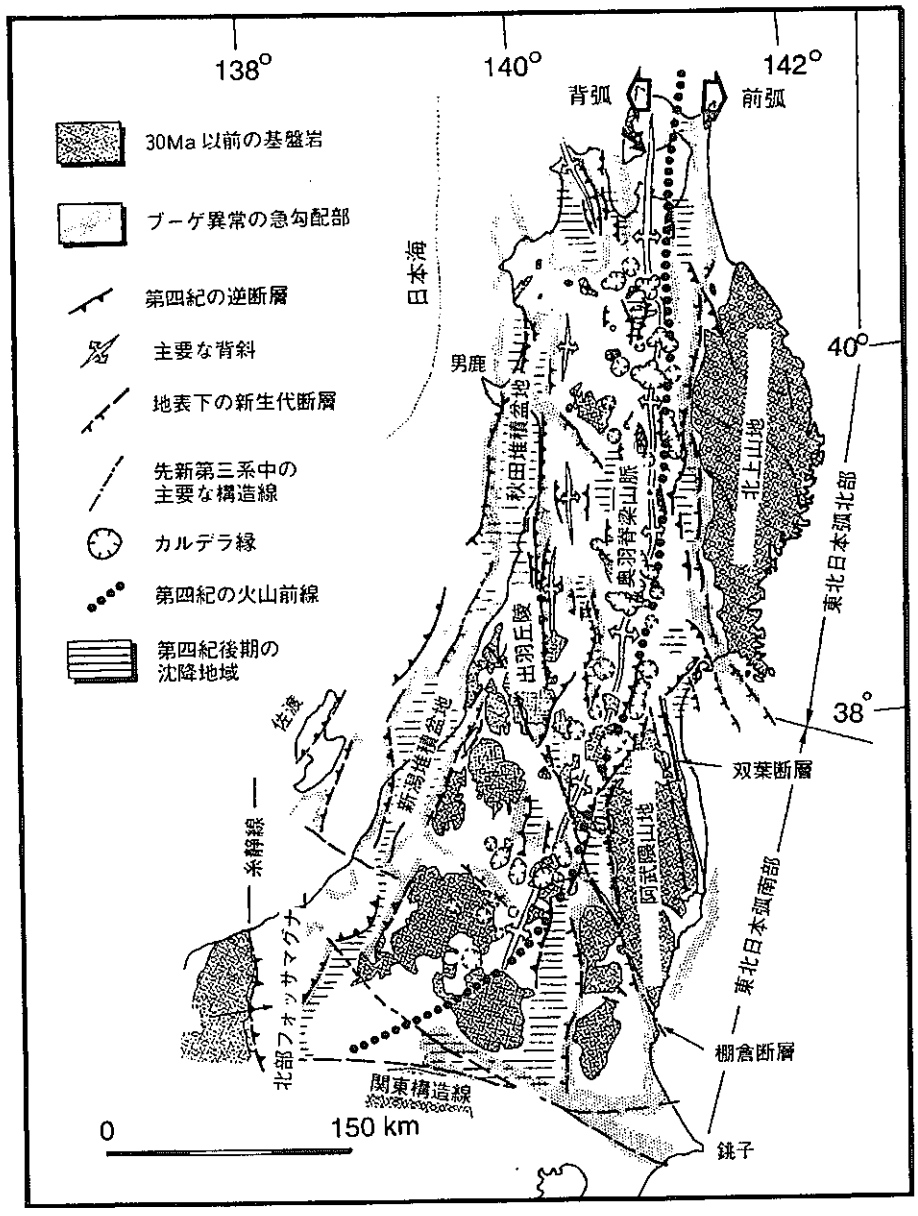


図 2.5-8 庄内平野の第四紀層基底の等深線図（単位 m）

第四紀における沈降量を近似的に表す。



(Sato, 1994より)

図 2.5-9 東北日本の地質構造

る（図 2.5-10 a）。活断層の活動度や測地データから求められた地殻の水平歪み速度（図 2.5-10 b, c）も背弧側へ値が大きくなる傾向がある。このような変動は，大平洋プレートからの東西方向の水平圧縮力が強まった3.5Ma（Pollitz, 1986）以降，島弧地殻が座屈褶曲を起こし（大槻，1995），継続する水平圧縮の下で褶曲と逆断層の成長によって地殻の短縮が進みつつある過程を示すと解釈されている（例えば，佐藤，1989；Sato,1994）。

背弧側の方が前弧側よりも圧縮されていることは，地殻の物性および差応力の差異が考えられる（佐藤，1989）。地殻の物性に影響を与える要因として地殻の温度構造があり，温度が高いほど地殻は容易に変形すると考えられる。このことは，地温勾配が高い火山フロント付近で変形度が高くなることを良く説明するが，地温勾配の低い日本海側で変形度が高いことは説明できない。日本海沿岸部で変形度が高くなることを前弧と背弧の差応力の差と見なすと，主要な変形の開始時期が太平洋プレートの沈み込み速度の増加する時期と調和的であることから（注1），太平洋プレートの沈み込みによる圧縮応力が日本海まで伝わり，日本海の海洋地殻と島弧地殻の接合部で応力集中が生じたためと解釈することが出来る（里ほか，1981 など）。ただし，新たに形成された日本海東縁のプレート収斂運動が，背弧側の変形度の増加の原因と解釈する見方もある（例えば，瀬野，1996）。

注1：Otsuki (1989), Otsuki et al. (1990) によれば，プレートの収斂速度がある値を超えると上盤プレートに圧縮応力が働き，その値以下では引張応力が働く経験則がある。

②地殻構造との関係

地殻変動の分布が最も典型的に現れている，太平洋側の釜石と日本海側の本庄を結ぶ北緯39度付近の東西170kmの測線について，地表から深度40km(最上部マントル)までの応力プロファイルを，島弧地殻と上部マントルの粘性の温度依存性などを考慮して作成した（図 2.5-11 のF）。この図は，地殻と最上部マントルの各部分を水平歪み速度 $4x10^{-15}$ ／sで変形させるために必要な力の大きさを示している。水平歪み速度は，東北本州弧の平均的な値を図 2.5-10 などから推定した。地殻を上部・下部に分けるコンラッド面と地殻とマントルの境界であるモホ面の深度は地震波トモグラフィーの結果（Zhao et al., 1990）を，地殻内の温度構造は，地震波速度異常に基づく解析結果（東北大学理学研究科地震・噴火予知研究観測センター提供）を用いた。上部・下部地殻及び最上部マントルを構成する物質の物性データは，Ranalli (1995)を参考にした。

上部地殻の地殻応力は，下部地殻と最上部マントルに対して1桁以上大きく，太平洋プレートからの圧縮力の大部分は上部地殻が支えていることが分かる。脆性・延性遷移境界（400℃等温面にほぼ一致）の形態から明らかなように，高応力の層は地温勾配が高い奥羽山脈下で最も薄い（図2.5-11 のF）ので，一様な水平圧縮を受けた場

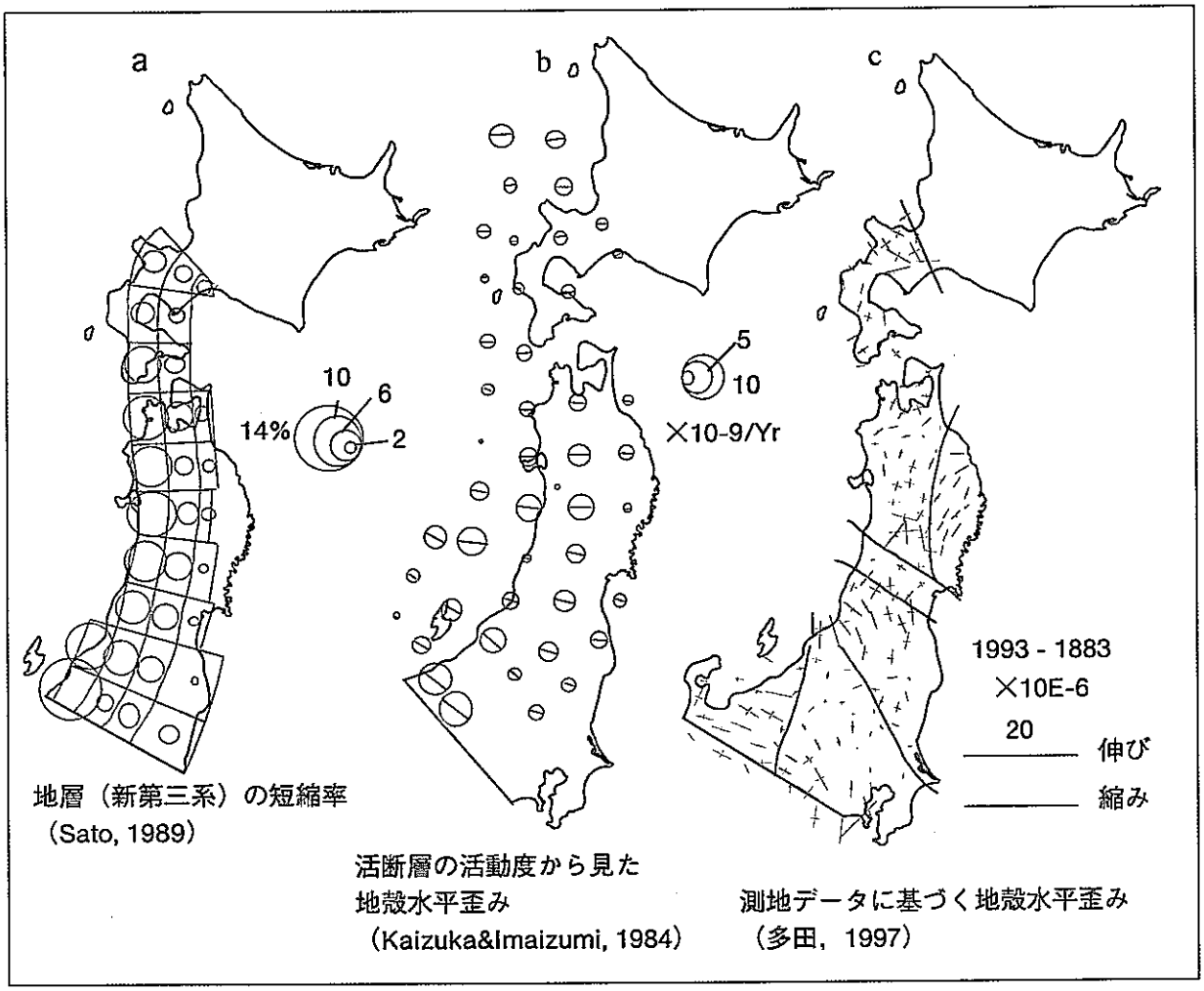


図 2.5-10 東北日本の地殻の歪分布

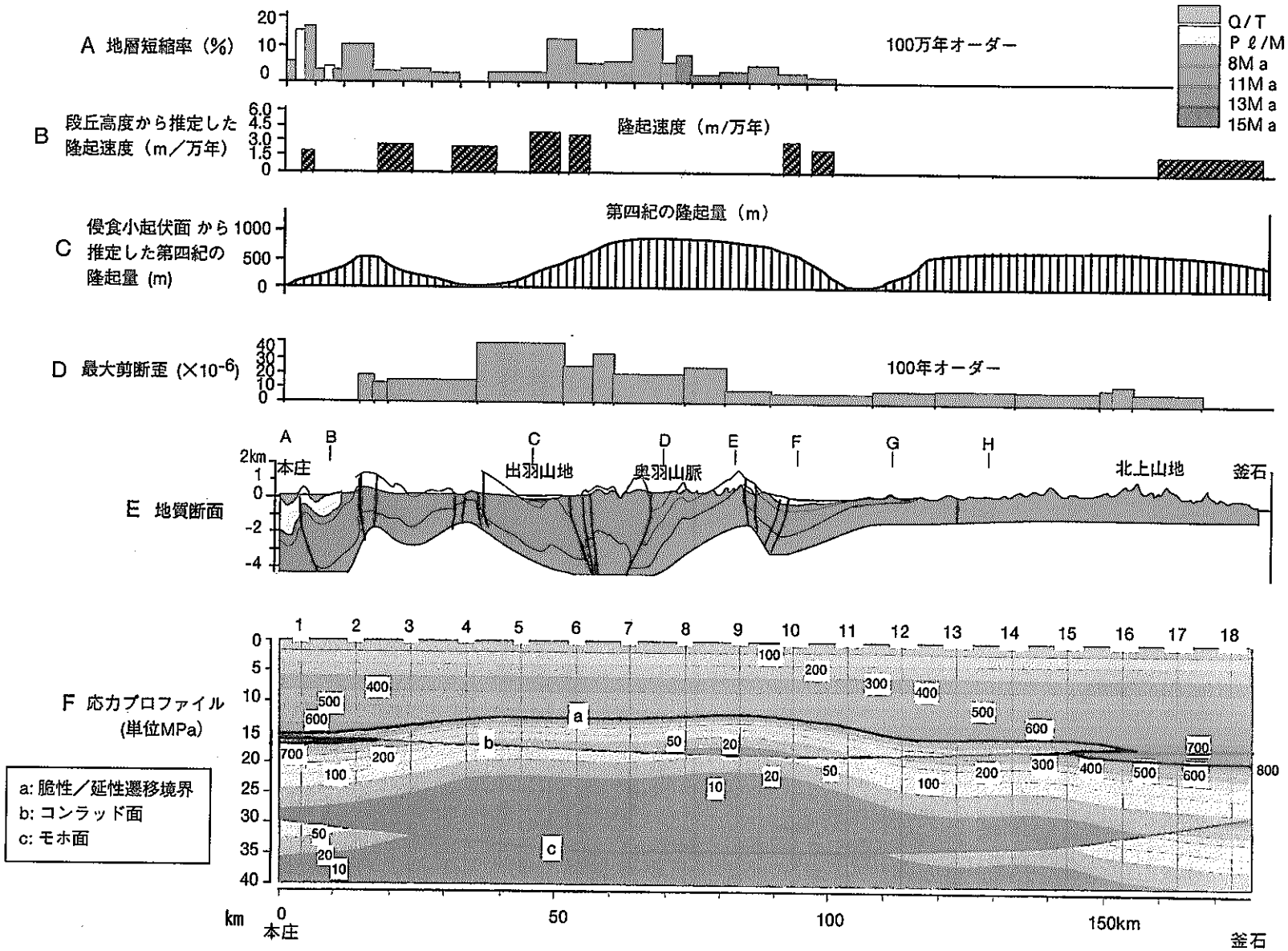


図 2.5-11 東北日本弧の地殻応力プロファイルと地殻変動データ

本庄と釜石を結ぶほぼ北緯39度の緯線に沿った東西断面。各断面に示された地殻変動の様式は，異なるタイムスケールや計測方法で求めたにも関わらず比較的良く一致し，変動がほぼ一様な速度で進行していること，それらが大局的には地殻の物性に依存していることを示している。

合にはここに応力が集中し，かつ上方に湾曲して上昇すると推定される。また，地殻応力は，前弧側（北上山地）で大きくなっており，島本（1989）も指摘しているように，東北日本弧では頑丈な前弧と弱い背弧の対称が明瞭で，プレートからの圧縮力で主として背弧側が変形していくことが分かる。このことは，活褶曲や活断層は背弧側で多く北上山地ではほとんど分布しないこと（図 2.5-11 の E）や新第三紀以降の地層の短縮率の分布（図 2.5-11 の A：新第三紀以降の堆積層が分布しない北上山地は白抜き）とも調和的である。また，このような地殻構造や地質構造から推定される 変動様式は，侵食小起伏面の高度分布（第四紀地殻変動研究グループ，1969）から推定した第四紀における隆起量（図 2.5-11 の C），段丘の比高からみた隆起速度（図 2.5-11 の B：段丘が分布しないか年代が不明な地域は白抜き ），測地データから求めた最大剪断歪（図 2.5-11 の D）の分布の特徴と調和的である。以上のことから，東北日本弧の隆起・沈降場の大局的な分布は地殻構造（主に熱構造）に規制されていること，また同様な傾向の変動が第四紀以降（あるいはそれ以前）から継続していることが考えられる。

図 2.5-11 で注意が必要なのは，地質断面（100 万年オーダー），活断層・地震（千年～万年オーダー），測地の各データから算定された水平歪み速度が，分布パターンは類似しているが，各地点での大きさが最大で 1 桁以上異なる点である。これはデータ特性に起因していて，地質断面のデータには小断層や小褶曲などの変位が含まれていないために，実際の水平歪み速度よりも小さい値を示す。地震や活断層のデータは，上記の成分以外にも，褶曲などの塑性変形の成分を含まないので，さらに小さな値になる。一方，三角測量，GPS などの測地データは，地震の再来間隔程度かそれより短い観測期間に基づいているので，永年変化を捉えていない可能性がある。従って，1000 年（内陸大地震の一般的な再来間隔）以上にわたる定常的な水平歪み速度は，地質断面から求めた値と測地学的に求めた値の中間的な値になると考えられる。

③地殻変動のモデルと将来予測

南北方向の軸をもつ隆起帯（山地）・沈降帯（盆地・低地）の配列を，大槻（1989, 1995）は太平洋プレートからの圧縮応力による上部地殻の座屈褶曲で説明した。この考えは上記の地殻構造（図 2.5-11 の E, F）のデータからも支持される。また，島弧の短縮変形は，主として逆断層とその周辺に発達する急傾斜帯でまかなわれている（北村編，1986；佐藤，1992；佐藤・平田，1998）。以上のことから，太平洋プレートの運動が大きく変化しない限り，地殻の座屈褶曲に規制された隆起・沈降場の分布は現在と大きく変化せず，褶曲と逆断層による山地の隆起と盆地の沈降が継続すると考えられる。

(2) 海岸の等速隆起

海岸段丘の高度分布から推定される隆起速度は，上述したように場所によって異な

るが，それぞれほぼ一定の値で数十万年間にわたって継続している。これらの変動は，個々の山地・平野規模で見ると地域ごとにある傾向を持っており，それらはA～Dのタイプに分けられている。また，タイプA，Bが基盤の新第三系の構造を継ぐ変動であるのに対し，タイプDはフィリピン海プレートの現在のような北西進に伴って更新世中期ないしそれ以降に新たに始まったと考えられている（Ota and Yoshikawa, 1978；太田，1996）。

隆起が一様な傾向で継続している例として，タイプA，C，Dの例ををを図 2.5-12 に示した。タイプAは下北半島，タイプCは三陸海岸北部，タイプDは四国の室戸半島周辺である。これらの図では便宜上，1/5 万地形図を単位エリアとして，一つの凡例で示している。縦軸の「隆起量」は，エリア内の各地点で計測した旧汀線高度から，段丘形成時の海面高度を差し引いて算定した値である。年代と隆起量は何れのタイプでも高い相関を示し，隆起が一様な速度で継続していることを示している。同じエリアで同時代に形成された段丘の高度が異なるのは，四国南岸の場合は，海から陸側への傾動が生じているためである。三陸海岸北部の例では，段丘は極めて緩やかに海側へ高度を下げている （図 2.5-4）。ただし，これが傾動であるか，段丘形成時の海底の傾斜を反映したものであるかは明確でない。

隆起速度が過去数十万年間ほぼ一定であると言う傾向は，他の多くの地域でも認められ段丘アトラス編集委員会，準備中），この傾向から将来 10 万年程度の変動量を類推できると考えられる。だたし，タイプDに属する海岸では，完新世以降の変動速度が更新世までに比べて2倍～1桁大きな値を示す傾向があり，このような地域では変動量の予測のために，変動のプロセスに関する更なるデータの蓄積が必要である。

3) 侵食

侵食作用は，土被りを減少させたり地形を改変することで水理場の変化など地質環境に影響を及ぼすことが考えられる。しかし，侵食の速さは地域によって大きな違いがある。また，侵食作用は他の天然事象と関連が深く，隆起による侵食基準面からの比高の増加や氷期・間氷期に対応した降水量の増減，あるいは海面の上下変動などによって侵食作用の強さは変化する。

そのために，日本列島における侵食の速さの分布を定量的に把握するとともに，侵食のプロセスを他の天然事象と関連させて把握することで，将来の侵食量を類推することが可能と考えられる。以下では日本列島における侵食作用の特徴を概観するとともに，侵食のプロセスに基づいて侵食量を予測する手法を，データの豊富な地域の事例で検討した。また，侵食による影響の大きさを隆起・沈降運動と併せて検討した。

(1) 侵食速度の分布

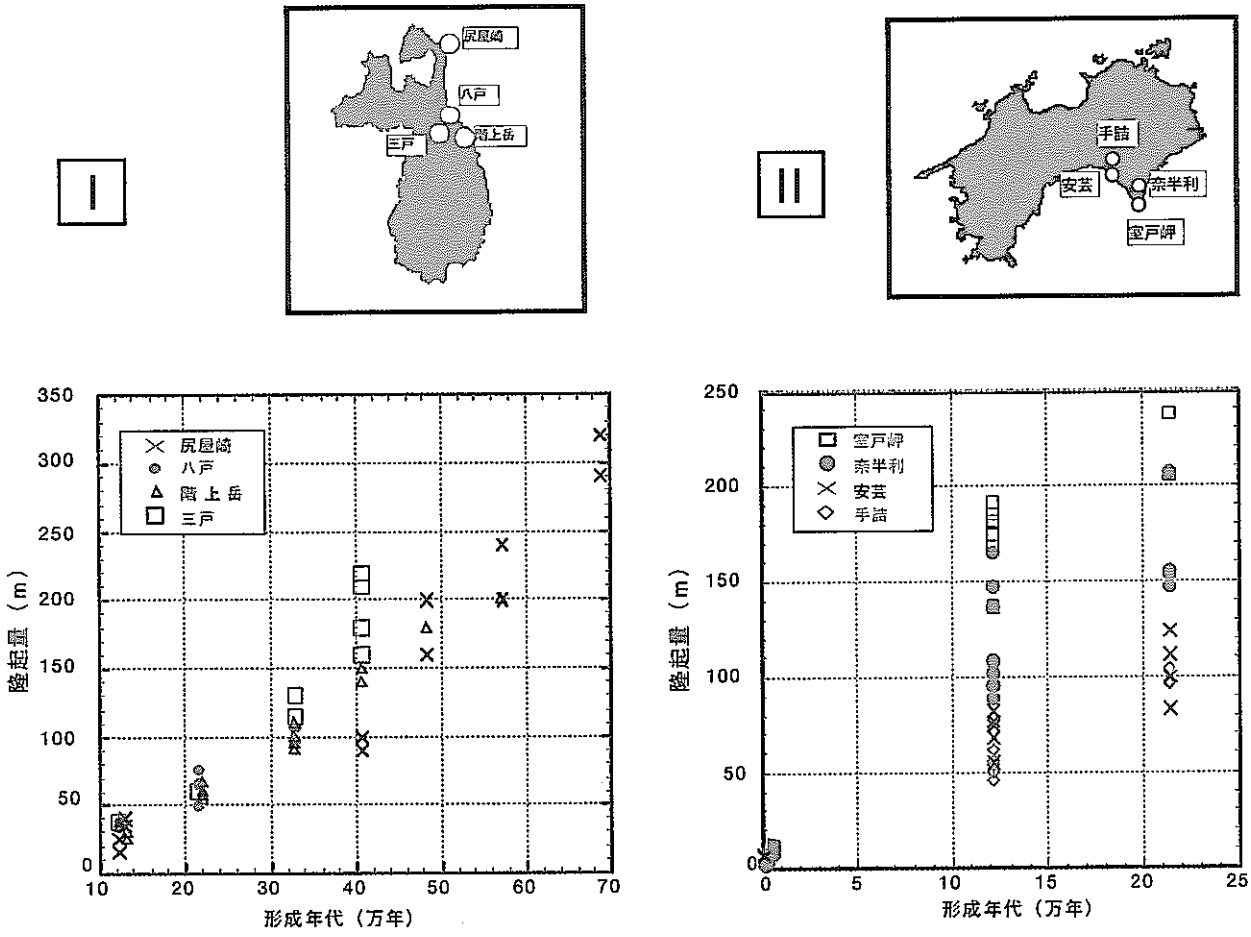


図 2.5-12 海岸段丘の年代と高度から見た隆起速度

東北地方北部の太平洋岸（Ⅰ）と四国南部（Ⅱ）の例。1/5万地形図を単位エリアとして一つの凡例で示す。Ⅰでは尻屋崎が変動タイプA，他の3地域がタイプCに属する。Ⅱに示した各地域は変動タイプDに属する。縦軸の「隆起量」は，エリア内の各点で現在の段丘の高度から段丘形成時の海面高度を差し引いて求めた。段丘の隆起量は形成年代と高い相関を示し，過去数十万年間，隆起がほぼ一定の速度で続いていることを示している。

侵食は，営力と作用によって雨食・河食・氷食・風食・海食に区分される（表 2.5-9）。このような侵食は，例えば流出土砂量から推定される河川流域の侵食速度のように，ある広がりをもつ地域全体の平均的な削剥量（面的侵食）として捉えられる場合と，河川の下刻のように流路が選択的に掘り下げられる場合（線的侵食）とがあり，後者の方が一般に値が大きい。

温暖多雨でかつ地形の起伏が大きい日本列島は，河川が運搬する土砂の量から推定される侵食速度が世界で最も大きい地域の一つである（Ohmori,1983）。日本列島における侵食の最大要因は河食（流域の地すべりなどを含む）と考えられている（例えば，Tanaka, 1982；井上ほか，1992）。また，島国である日本列島は海食が顕著である（例えば，Sunamura, 1992）。ここでは日本列島の侵食速度について，面的な侵食と線的な侵食に分けて取りまとめた。氷期の山岳氷河による侵食は，地域が本州中部以北の高山の中心部に限られているので取り上げなかった。

①面的な侵食速度
河川流域の侵食の速さは，一般に河川が搬出する削剥土砂量（多くはダムの堆砂量）から推定され，下記の式で算定される（例えば，Yoshikawa, 1974; Ohmori, 1978）。

侵食速度 ＝ 堆砂量 ÷ 経過年数 ÷ 集水面積 × 空隙率補正

ダムの堆砂量と流域の侵食速度との間には，浮遊物質のダムからの流下，堆積物の再移動，計測誤差，上流にある別のダムでの堆積，などのために誤差が生じる。貯水池に流入した土砂が貯水地内に堆砂として止められる割合（捕捉率）は，日本の354箇所のダムの平均で約60%，また，河川流域の土砂中の粘土率（浮遊物質量の指標）は218河川の平均で1割程度である（吉良，1982）。上流に別のダムが無く，ある程度の規模を有するダムでは，このような誤差はより小さくなり，ダムの堆砂量はその流域全体の平均侵食速度を近似的に表していると見なされる（Yoshikawa, 1974; Ohmori, 1978；宮崎・大西，1994）。また，Tanaka (1982)は堆砂量の計測誤差を小さくするために，個々のダムについて堆砂量の累積曲線を作成し，その回帰直線の勾配から堆砂速度の傾向を求めることを試みた。このようにして求めたダム流域の侵食速度は，千年あたり数十cm程度で（表 2.5-10），一般には山地の平均的な侵食速度として用いられてる。

藤原ほか（1998）は，上記の条件に加えて，(1) 補足率が経験的にほぼ100%とされる貯水容量が200万 m^3 以上で堆砂率が25%以下（芦田・奥村，1974，芦田ほか，1983など），(2) 建設後10年以上が経過し，ダム建設の影響が少なく流量の年ごとの変動も平均化された（芦田・奥村，1974，吉良，1982）全国82箇所のダムについて，Ohmori（1978）と同じ方法で流域の侵食速度を求めた（表 2.5-10）。侵食速度は，正

表2.5-9 侵食の種類（地学団体研究会編，1996を改編）

侵食の種類	主な営力	営力の作用	
		化学的作用	物理的作用
雨　食	降　水	溶　食	雨滴のはね，雨水による小規模な流水侵食
河　食	河　川	溶　食	動水による削剥と押し流し
氷　食	氷河，氷床		氷河による破砕と研磨
風　食	風		吹き付ける物質による研磨
海　食	波浪，潮流，海流	溶　食	動水による諸作用

表2.5-10 日本の平均侵食速度

文　献	ダム数	堆砂量計測期間	侵食速度　mm/ 1,000 年
Yoshikawa(1974)	40	大半が15年以下	10 ～10,000
Ohmori (1978,1983, a, b)	30	大半が15年以下	330（全国の山地の平均）
Tanaka(1982)	428	大半が15年以下	426（全国の山地の平均）
宮崎・大西 (1994)	118	1964 ～1991	40～6,500
吉良 (1982)	354	1971 年調べ	525（全国の山地の平均）
藤原ほか（1998）	82	平均約30年	810

表2.5-11 沖積層の体積などから推定した流域の侵食速度

地　域	侵食期間	指　標	侵食速度mm/千年	文　献
日本全土	過去１万年	沖積層	200 ～1,000	吉川ほか（1973）
北上高地	過去６千年	崖錐	350～420	吉永ほか(1989)
奥羽山脈南部	過去2.5万年	山形盆地の扇状地	680～720	阿子島 (1983)
木曽川流域	過去8,500年	木曽川扇状地	5.7*	大矢 (1993)
飛騨山脈西部	過去5 万年	神通川上流の沖積錐	78	磯ほか(1980)
九州北部	過去８千年 過去9 万年	有明海北部の沖積層	125 23	杉谷 (1983)
松本盆地西縁	過去1.3 万年	扇状地	250～730	小口 (1991)
飛騨山脈中央	過去40万～100万年	熔岩台地を刻む谷の体積	800～2000	本レポート
飛騨山脈中央	1.7万年	黒部扇状地の体積	1800	本レポート
宮崎平野西縁	1.7万年	沖積層の体積	84	本レポート
大阪平野周辺	1.7万年	沖積層の体積	240～810	本レポート
多摩丘陵周辺	1.7万年	沖積層の体積	75～1200	本レポート
荒川流域	1.7万年	沖積層の体積	80	本レポート
下総台地	1.7万年	沖積層の体積	290～520	本レポート
房総丘陵北部	1.7万年	沖積層の体積	54～280	本レポート
濃尾平野周辺	1.7万年	沖積層の体積	100	本レポート

＊流下した細粒物質の量を20%（小口，1991）として補正

黒部扇状地は洪水時のデータから，海域への土砂流下量（扇状地堆積の約6倍）を補正。

確を期すために堆砂量の累積曲線が単調に増加する期間についてのみ求めた（計測期間は平均で約30年間）。

・地形との関係

ある程度の広がりを持つエリアでは，エリアの平均的な侵食の速さと地形起伏の強さとの間に次式で与えられる強い相関があり，起伏が大きいほど侵食速度も大きくなることが経験的に知られている（Ohmori, 1978）。

$E = bD^{a}$ ・・・（1）

ここにEはエリアの平均的な侵食の速さ，Dは基準高度分散量で1 km四方のエリアにおける標高値の度数分布の標準偏差で定義される。Dは国土地理院発行の「数値地図50mメッシュ（標高）」および国土数値情報（250mメッシュ）を用いて計算した。藤原ほか（1998）のデータを用いた解析の結果，式(1)について下記の値を得た。

a：2.2，b：0.000044 (R=0.94)

・地質および降水量との関係

地質は侵食速度に何らかの影響を与えると一般に言われている。しかし，藤原ほか（1998）のデータでは，ダム流域の平均の侵食速度と地質（原則として流域の8割以上を占める地質）との関係を見ると，花崗岩の卓越する流域で侵食速度が小さい傾向がある以外は明瞭な相関は認められない（図 2.5-13）。降雨強度は土砂崩れの頻度や河川による土砂運搬力に影響し（大森・安藤，1982），ダムへの流入土砂量を変化させると考えられる（宮崎・大西，1994）。しかし，ダム近傍の年降水量や降雨強度（堆砂計測期間の平均）と侵食速度には明瞭な相関は認められなかった（図 2.5-14）。降雨強度の閾値を変えても侵食速度との相関は認められなかった。

以上のことから，ダム流域のようなある程度の広がりをもつエリアでは，侵食速度（面的侵食）は降水量や地質よりも，むしろ基準高度分散量に支配されると考えられる。

・侵食速度の分布

基準高度分散量と侵食速度との関係を基に，藤原ほか（1998）に従って侵食速度の分布図を数値地図から作成した（図 2.5-15）。侵食速度は中部山岳地帯で最も大きく，1mm/y以上の値を示す地域がかなりあり，山地の中心部では数mm/y以上に達するところもある。日高山脈，三国山脈，関東山地，両白山地，紀伊山地，四国山地，九州山地がこれに次ぎ，山地の中心部では1mm/yを越える。北見山地，天塩山地，北上山地，阿武隈山地，中国山地は侵食速度が小さく，0.5mm/y以下の地域が大半である。全国の428箇所のダムの堆砂データから求めた侵食速度（Tanaka, 1982）と比較すると両者は概ね近い値と分布傾向を示し，解析の妥当性が支持される。

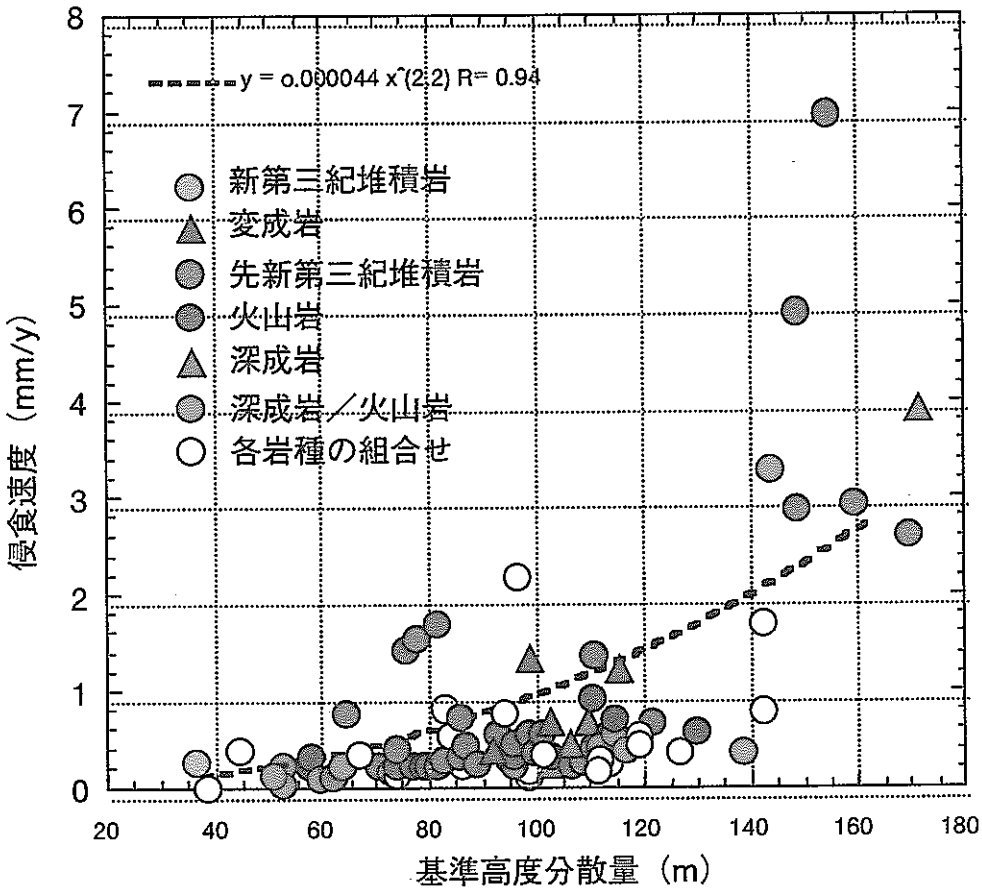


図 2.5-13 侵食速度と基準高度分散量および地質との関係

侵食速度は基準高度分散量に応じて大きくなる。また地質との相関は必ずしも高くない。

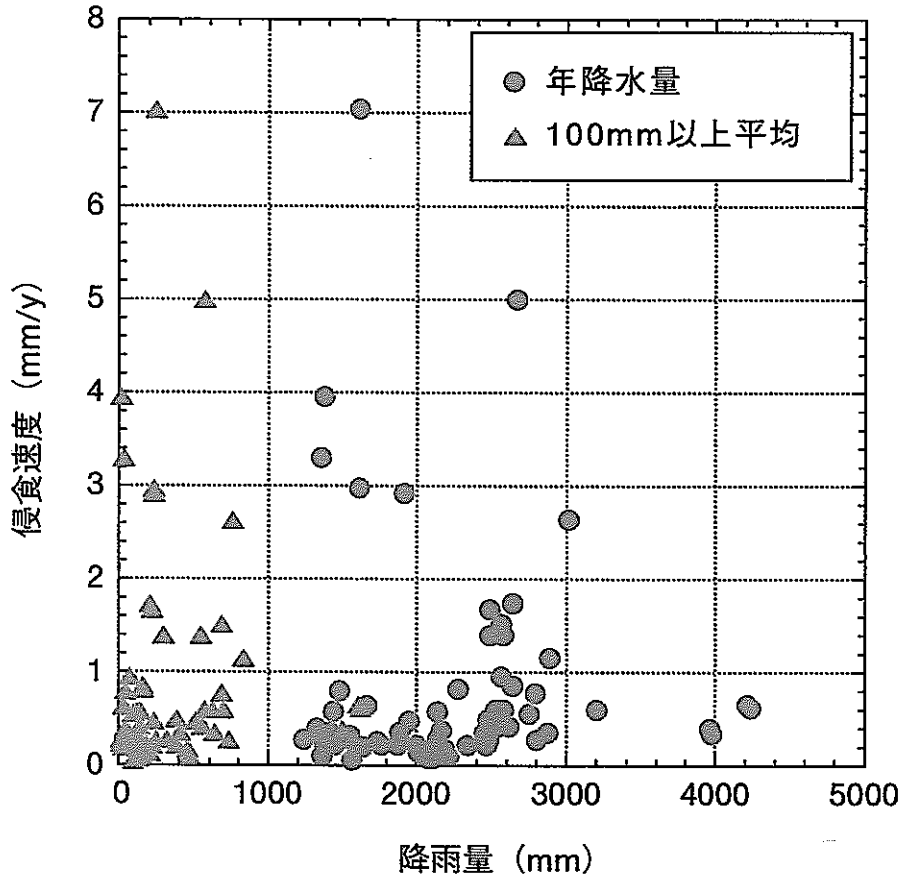


図 2.5-14 侵食速度と降水量との関係

年降水量は各ダムにおける堆砂計測期間中の平均値。「100mm以上平均」は降水強度の指標で，降水量が100mm以上の日についてその値を年間で累積し，さらに計測期間で平均したもの。

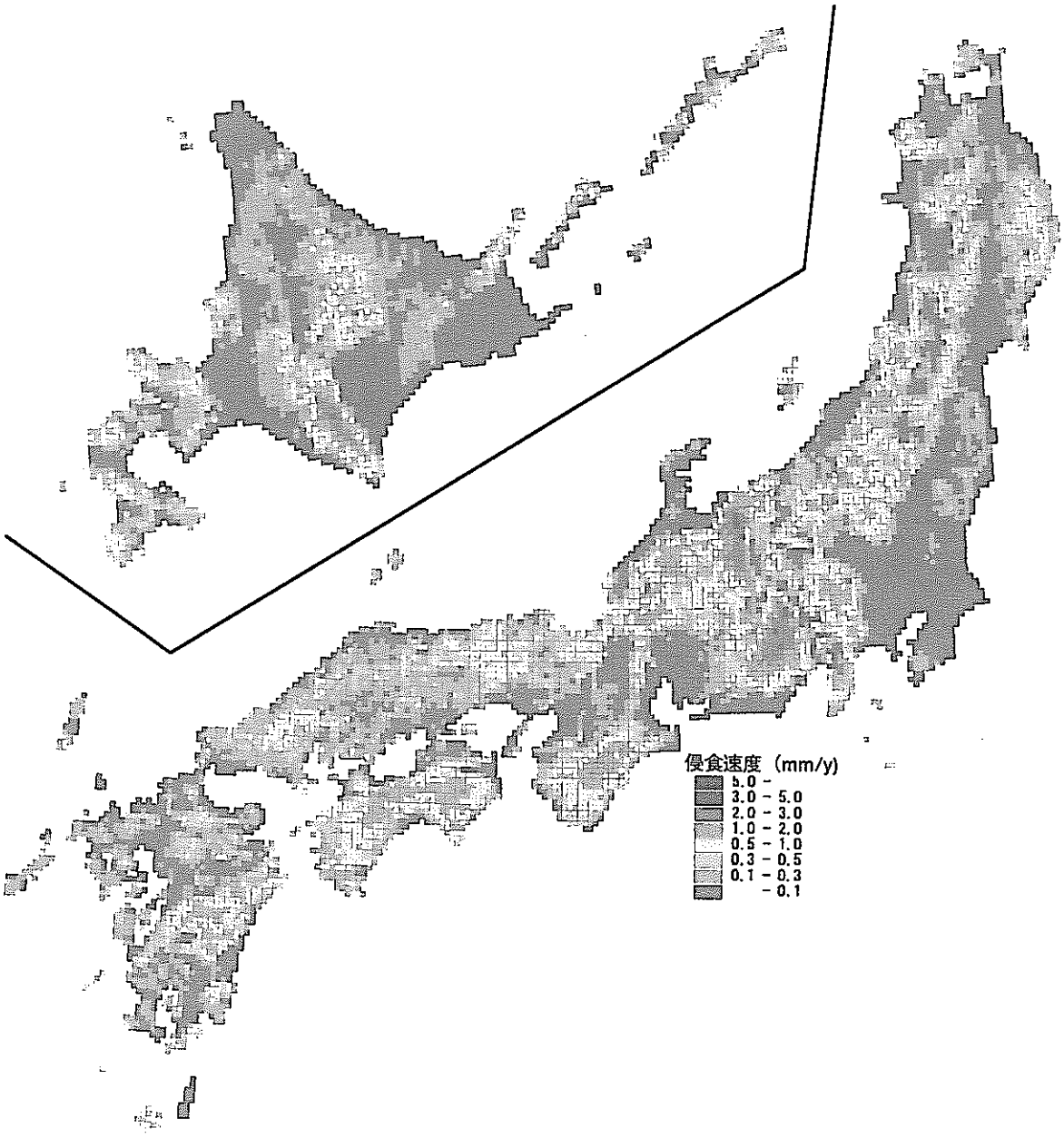


図 2.5-15 基準高度分散量から計算した全国の侵食速度の分布

国土地理院発行の数値地図 50mﾒｯｼｭ（標高）（北海道は 250mﾒｯｼｭ）を使用した。

・標高との関係

エリアの平均標高と基準高度分散量との間には次式の関係がある（Ohmori, 1978）。

$$D = dH^{c} \quad (2)$$

Hは1 km四方のエリアの平均標高，c：0.5953，d：1.36 (R=0.97)である（「数値地図 50m メッシュ（標高2）を使用）。(2)式を(1)式に代入して侵食速度と平均標高との関係を求めると，侵食速度は平均標高が約1200 m以上の地域で1mm/y を越えることが分かる（図 2.5-16）。

・隆起速度との関係

山地ごとに基準高度分散量の平均値を求め，この値から求めた侵食速度を各山地の平均侵食速度として図 2.5-17 に示した。侵食速度は第四紀に大きく隆起した日本アルプスなどで大きく，逆に隆起の少ない北上・阿武隈・中国山地などで小さい。このような山地ごとの侵食速度の違いは山地の高度分散量の差異を反映している。山地の高度分散量は平均標高と相関が高く（図 2.5-16），平均標高は主に第四紀以降の隆起量を反映している（第四紀地殻変動研究グループ，1969）。これらのことから山地の侵食速度は，Ohmori（1978, 1993）も指摘しているように，第四紀の隆起量（平均隆起速度）と相関が高いことが導かれる。

図 2.5-17 には扇状地や沖積層などの体積から推定した後背山地の侵食速度（表2.5-11）を併記した。これは過去1万～数万年間の平均的な値である。沖積層の体積は流域の侵食量を出来るだけ正確に反映するように，原則として流域に大きな盆地がなく出口の狭い湾に面する沖積低地について求めたものである。両者は異なる方法と異なる期間で求めた値としては良く一致しており，このことから図 2.5-15 や図 2.5-17 が万年オーダーの平均的な侵食速度の分布傾向をも表していると考えられる。

・山地の地形発達

日本列島のように隆起と侵食が同時にはたらく山地では，次のような地形発達のステージが考えられている（Ohmori, 1978, 1993；吉川, 1985）。

ステージ1：隆起による平均標高の増加に伴い高度分散量，侵食速度が増加する。

ステージ2：侵食速度が隆起速度に追いついて両者が平衡状態に達し，平均標高が最高に達してその値に保たれる。隆起速度が大きいほど，山地はより早くより高い高度で平衡に達する。隆起の最も速い中部山岳地帯の中心部ではこの状態に達しつつあると考えられる。平衡状態に達した山地では，その後に隆起した分だけ侵食される。

ステージ3：隆起速度が減少すると平均標高，高度分散量，侵食速度が減少し，1,000万年程度で準平原的地形が現れる。隆起を続ける山地での侵食量は，図2.5-18の標高

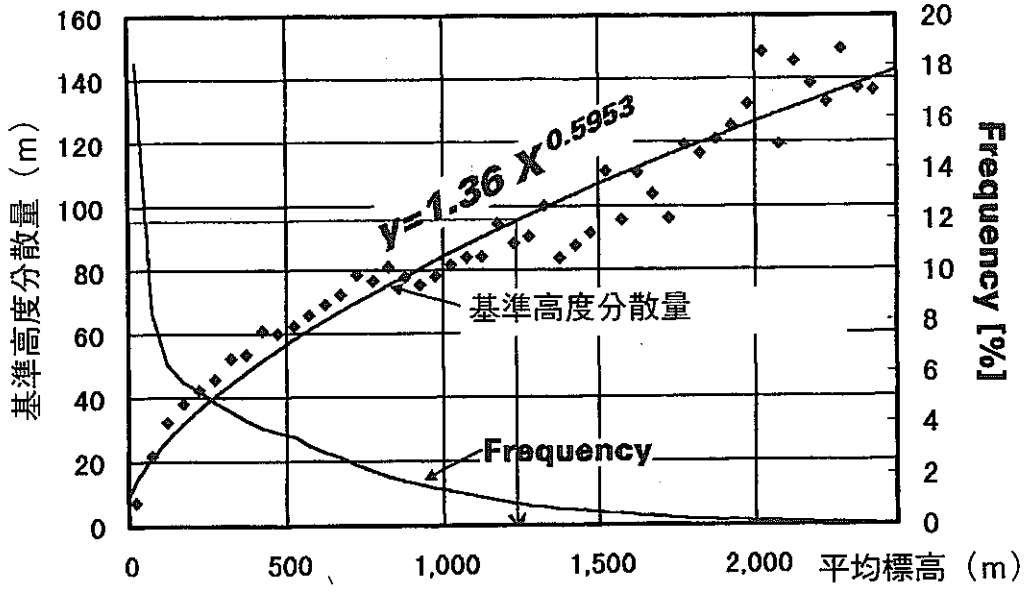


図 2.5-16 均標高と基準高度分散量の関係

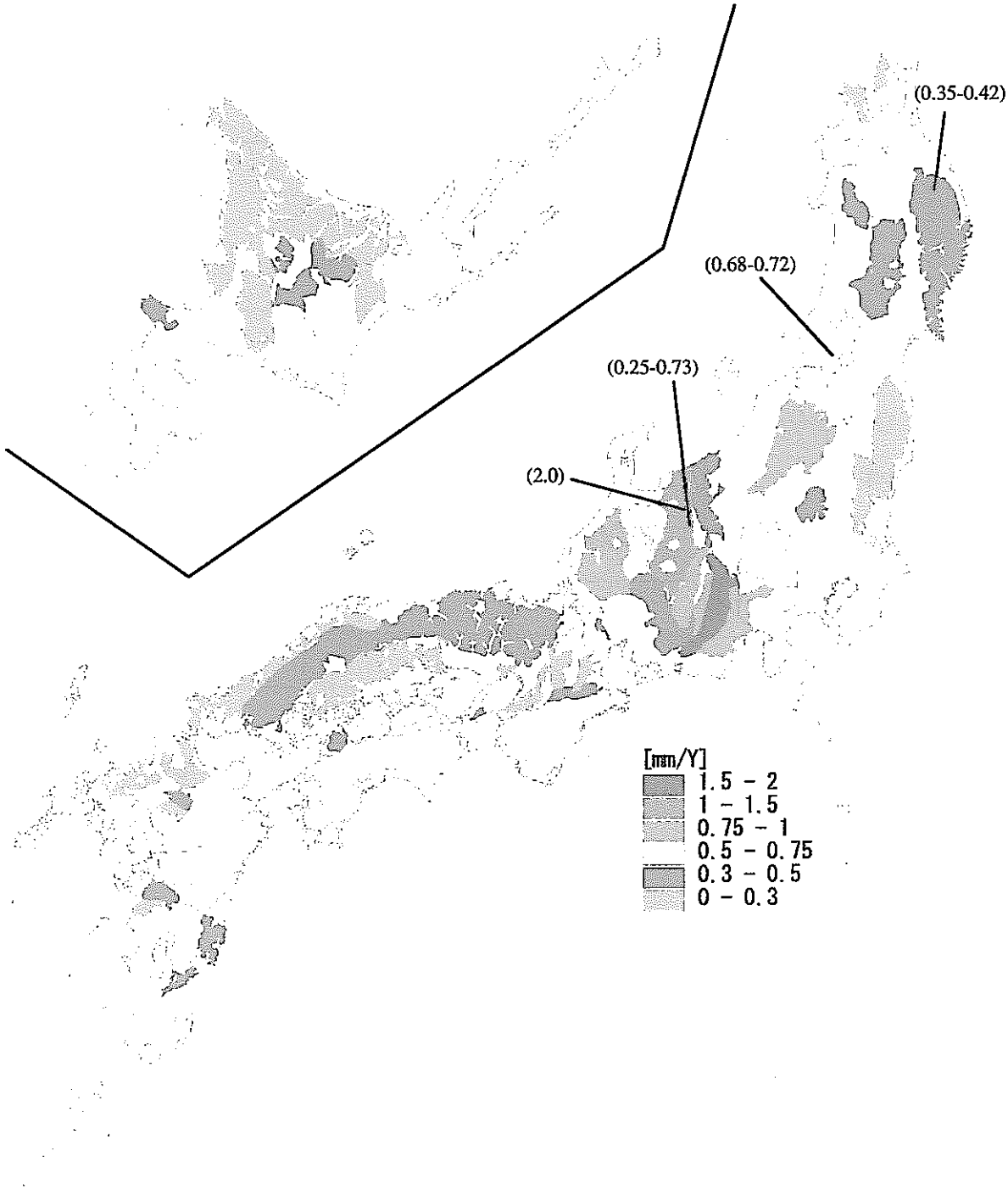
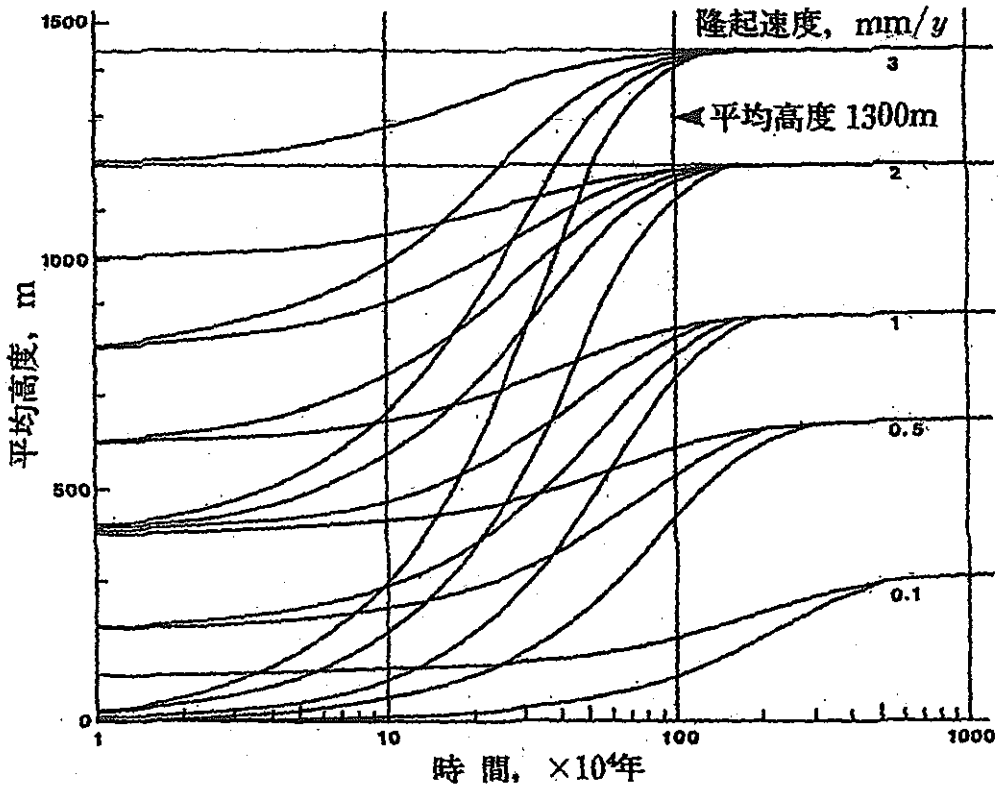


図 2.5-17 高度分散量から求めた山地毎の侵食速度

（ ）で示した値は崖錐の体積などから求めた万年オーダーの平均侵食速度(mm/y)。これらの値と山地の高度分散量から求めた侵食速度は，対象期間や計測手法が異なるにも関わらず，オーダー的に一致する。



（大森，1990）

図 2.5-18 隆起と侵食が同時にはたらく条件下での，様々な隆起速度に対応する山地の平均高度の変化

変化曲線（侵食が働く場合）と，侵食が無いと仮定した標高増加線との差分で表される。

②海　食

沿岸の水深数十m程度までに見られる露岩した平坦な海底は，最終氷期以降の海面上昇に伴う海食で形成された波食棚や海食台と考えられている（砂村，1972，貝塚，1998）。高木・藤原（1997）は，これらの波食棚や海食台の幅を，隆起の顕著な地域を除く全国18箇所の海岸（計1,444測線）で読み取り，後氷期における海食の速さ（海岸の陸側への後退速度）を見積もった（表 2.5-12）。表 2.5-12 には，新・旧の空中写真や地形図の比較などから求められた現在進みつつある海岸侵食の速さ（例えば，Horikawa and Sunamura, 1970；Sunamura, 1992；田中ほか，1993）を，1000年当たりの値に換算して示した。完新世を通じた海食の平均速度と最近数十年間の値は類似した値を取る完新世のデータを詳しく見ると，6000年以前の海面上昇が速い時期には，その後の海面の停滞期よりも海食が顕著に速い（図 2.5-19）。これは海食のプロセスと関連している。岩石海岸では主に潮間帯で乾湿交代と風化によって岩石の破壊が進み，この面が海で洗い出されることで平坦な波食棚を生じる（Mii, 1962）。海面上昇期には上記のプロセスが次々と陸側へ進むために，海岸侵食の速さが大きいと考えられる。地形や地質との関係を見ると，侵食速度は鮮新世以降の一軸圧縮強度が数 10kgf/cm2 程度以下の岩石で特に大きく，また，突出した岬や半島で大きい（高木・藤原，準備中）。

(2) 侵食のプロセス

①面的な侵食

河岸段丘，海岸段丘面，火砕流堆積面，熔岩流など，形成された年代とその時の形態を比較的正確に推定可能な地形面が分布する9地域（図 2.5-20）で，これらの地形面の過去数十万年間にわたる侵食量を計測した。調査範囲は各地域とも 200～400km^2 である。宮脇・藤原（1997）は，これらの地形面がもともと平坦な台地状であったと仮定して，この台地を刻む谷の体積を地形面形成後の侵食量と考えた。この値を段丘面の面積で割ることで，段丘面全体の平均的な侵食量（表面がはぎ取られた厚さ）が求まる（表2.5-13）。侵食量は古い地形面ほど多くなるが，直線的に増加するのではなく時間とともに増加率が低下し，侵食の開始後10万年間で10m前後に達する（図 2.5-21）。また，火砕流台地では，隣接する段丘（砂礫層が覆う）に比べて侵食速度が大きい傾向が認められた。

海岸段丘の隆起量（速度）と侵食量（速度）との関係を示したのが図 2.5-22 である。これは，東北日本に分布する新第三紀の堆積岩を基盤して最終間氷期（約 12 万年前）に形成された海岸段丘（下末吉面）を対象に，現在の高度（形成後の隆起量にほぼ相当）と，段丘面を刻む谷の体積から算定した面全体の平均侵食量を比較してい

表2.5-12 海岸の後退速度

海岸の地質	現在の侵食速度（m/千年）	後氷期の侵食速度（m/千年）
第四系～鮮新統	20～2,050	800～1300
新第三系	10～50	300～500
先新第三系	4～40	40～120
火成岩・深成岩	4～20	
第四紀火山岩類	1,200以上（島嶼）	

表2.5-13 調査地域と侵食速度

地域名	地形面を構成する地質	解析対象期間	平均侵食速度 m/10万年
宮崎平野	砂礫層で構成される河成・海岸段丘面	58万年	8.5（13万年以降）
鈴鹿山脈		18万年	3.3（13万年以降）
十勝平野		35万年	5.8（13万年以降）
八戸周辺		12万年	2.2（13万年以降）
松本盆地周辺		50万年	1.7（13万年以降）
八甲田山周辺	未固結～半固結の火砕流堆積面	60万年	3.7～24
豊後竹田市周辺		9万年	66
乗鞍岳周辺	固結した溶岩流	6～25万年	8.4～27.5
碓氷峠		100～120万年	9.5～11.5

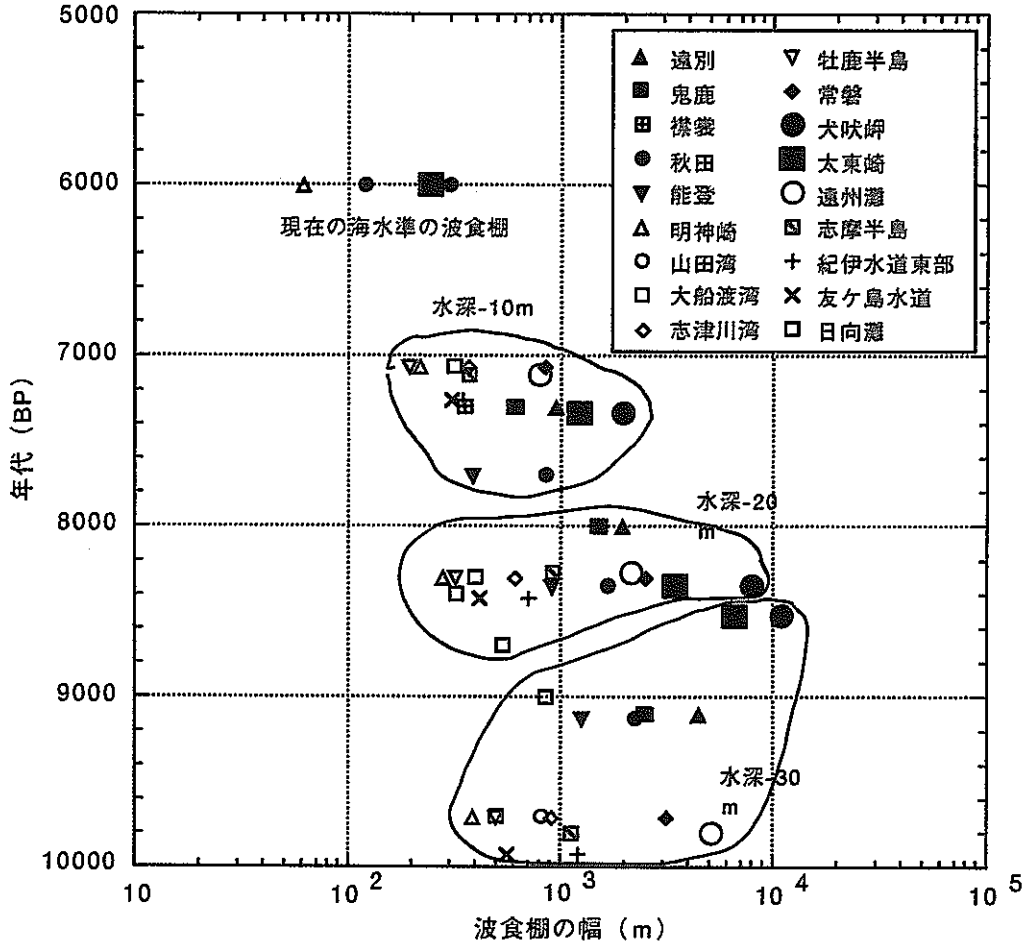


図 2.5-19 後氷期における海岸の侵食量の変遷

横軸には現在の海食崖の基部を起点として各水深地点までの波食棚の幅を示した。波食棚の幅は、海面がその高度に達した時点から現在までに海岸が後退した量（海岸侵食量）を示す。かつての海面高度は、各地域の海水準変動曲線と比較することによって、年代値（縦軸）に読み替えることができる。
図は片対数になっているので、時代を遡るにつれて侵食量が指数関数的に増加することに注意。これは、6千年以前の急速な海面上昇と関連があると考えられる。

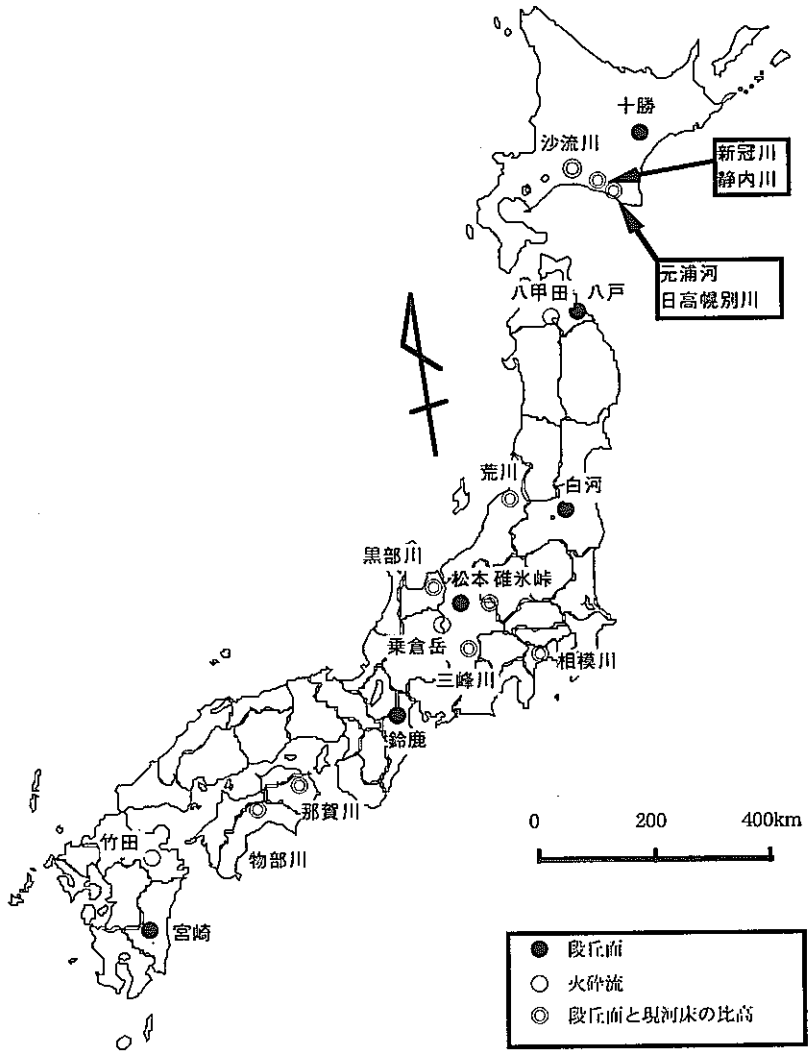


図 2.5-20 侵食速度に関する調査対象地域

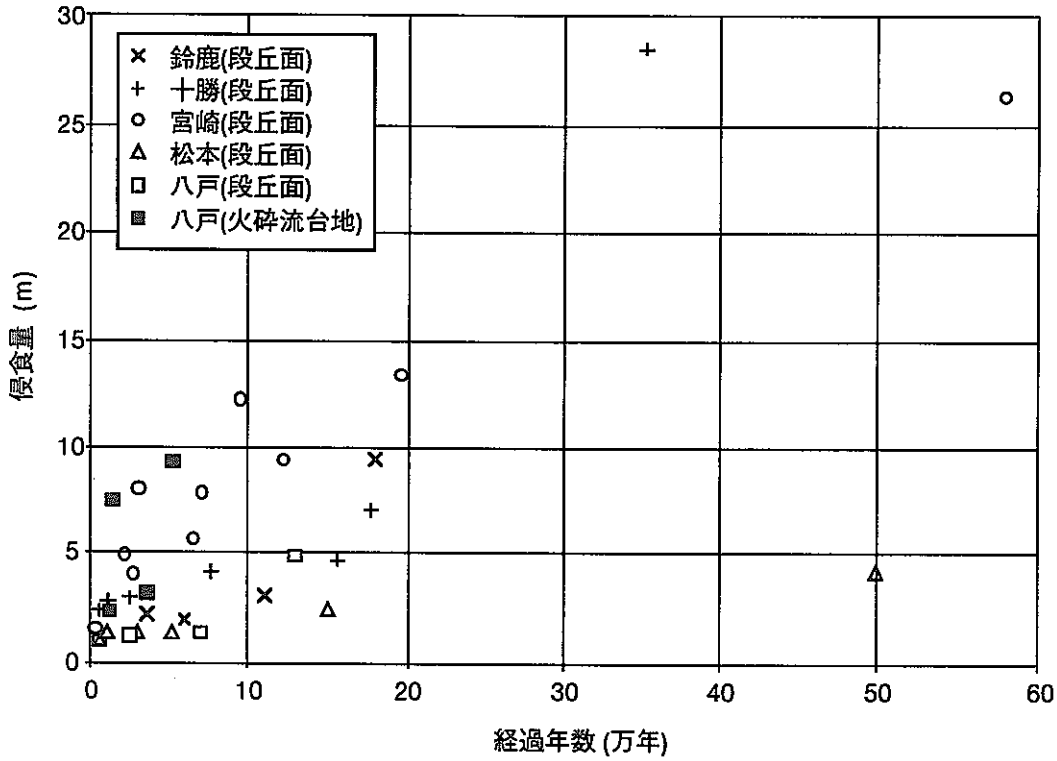


図 2.5- 21 段丘などの形成年代と形成後の平均的な侵食量

侵食量（表面がはぎ取られる深さ）は段丘が形成されてから時間が経つとともに増加するが，直線的に増加するのではなく，時間とともに増加率が減少する。

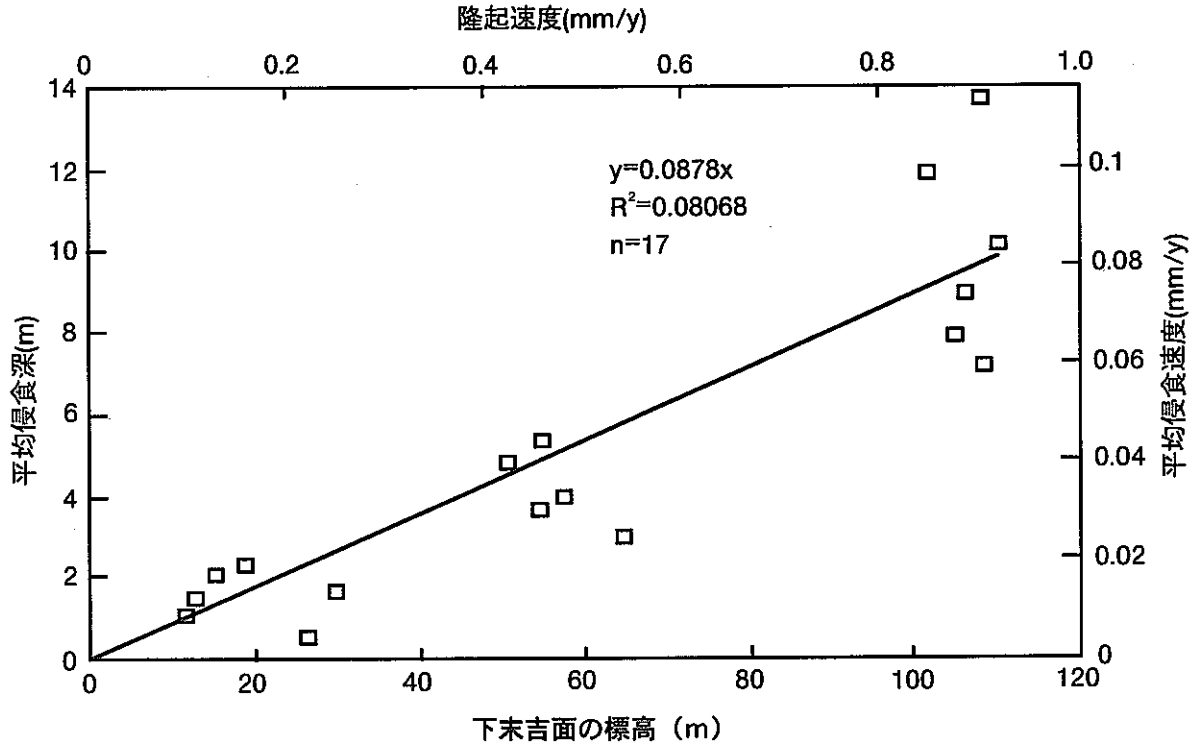


図 2.5-22 下末吉段丘の隆起量(速度)と侵食量(速度)の関係

調査地点は東北日本に分布する新第三系堆積岩を基盤とする波食台段丘。下末吉面の標高は，約12万年間の隆起量にほぼ等しく，侵食基準面である海面との比高を表す。
侵食量（速度）は侵食基準面からの比高に応じて大きくなる傾向がある。
平均侵食量は隆起量の約 1 割に相当する。

る。隆起量と侵食量には良い相関が認められる。このことは，侵食基準面（この場合は海面）との比高が大きいほど，侵食速度も大きくなることを示している。また，12万年間の面的な侵食量は，隆起量した体積の1割程度である。

②線的な侵食

河川では一般に，気候や海水準の変動に対応して河床の侵食（下刻）と堆積が繰り返され，河谷は次第に深くなっていく。下刻期の河床は埋積谷底，堆積期の河床は河岸段丘面（以下，段丘面）として保存されている。一連の埋積谷底および段丘面について高度と形成年代が得られれば，過去から現在に至る河床が低下するプロセスを明らかにすることが出来る。

上記のようなサイクリックな河床高度の変動は，貝塚（1969）など多数の研究で以下のように解説されている。山地の河川では氷期には周氷河作用によって岩屑の生産が増加するが，洪水の強度や頻度が低下し岩屑が河床に滞留するために堆積が進み，堆積段丘が形成される。逆に，間氷期には岩屑生産は減少し洪水の強度と頻度が増すため，下刻が行われる。一方，海岸部では氷期の海面低下により下刻が進み，間氷期には上流から運ばれた岩屑などが堆積して段丘が形成される。このような河床高度の変遷について，高木ほか（1998）は図 2.5-20 に示す13河川の事例を調査した。データの豊富な北関東の鏑川や南関東の相模川の例（図 2.5-23）では，間氷期の2～3万年間の下刻期と氷期の約7万年間の埋積期が繰り返したことが分かる。相模川の例では，埋積期の河床上昇量は50m～60m，侵食期の河床低下量は70m～80mである。

段丘面と埋積谷底について年代と高度との関係をプロットすると，これらは直線上に並び（図 2.5-23），河床がほぼ一定の割合で低下する（下刻速度がほぼ一定）ことを示している。これは氷期・間氷期を通じた平均的な下刻速度と考えられ，その値は20～30m/10万年程度である。このように間氷期には急速な下刻が発生する場合があるが，氷期・間氷期を通じた長い期間では埋積期が含まれるため下刻速度はより小さい値になる。2種類の直線がほぼ平行であること（図 2.5-23）は，段丘面と埋積谷底のどちらのデータからでも下刻速度を推定可能であることを示している。他の河川についても，埋積谷底に関するデータは少ないものの，段丘面高度が一定の割合で低下する傾向が認められた（表 2.5-14）。直線の傾きから求めたこの値が，長期的な下刻量の予測には必要である。なお，これらの直線の傾きは，河川流域における隆起速度と読み換えることができる（吉山・柳田，1995）。上述のように，侵食速度は侵食基準面との比高によるので，隆起が激しい（或いは過去に大きく隆起した）山岳地帯では様相が異なる。定量的に求められた最大の値は，飛騨山脈中心部を流れる黒部川の例で，約30万年前に噴出した溶岩台地の下刻量が約600m（中野，1989），15～14万年前と1～2.5万年前の段丘の比高が最大305m（吉山・柳田，1995）であり，その値はそれぞれ200m/10万年，210～270m/10万年である。

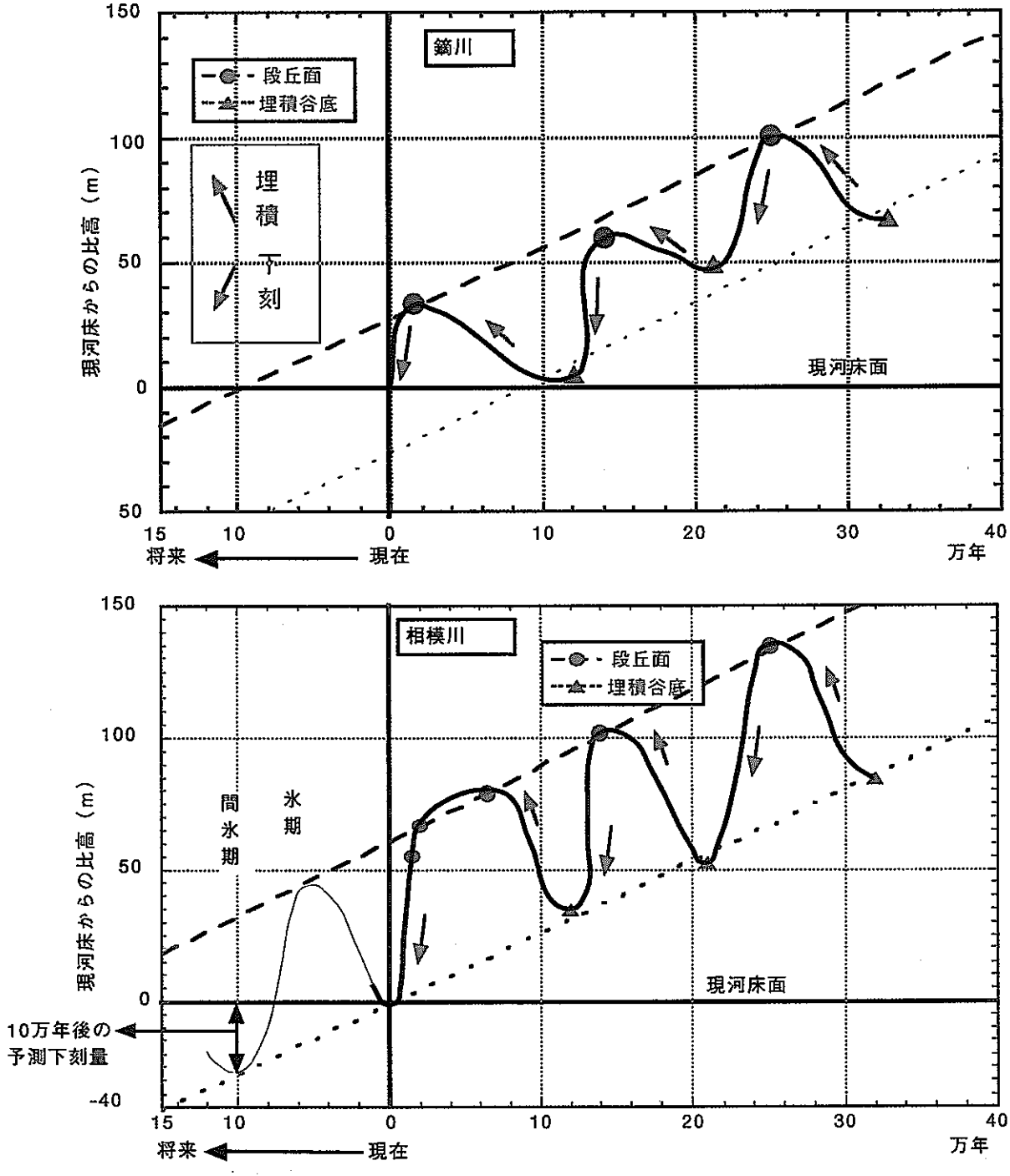


図 2.5-23 河川による下刻のプロセス

氷期には周氷河作用による岩屑生産の増加と水量の減少のために河床の埋積が進み，堆積段丘が形成される。間氷期には逆に河床の下刻が進む。間氷期の河床は次の氷期に埋積され，埋積谷底として保存される場合がある。河床は，氷期・間氷期に対応して上昇・下向しながら次第に低下してきた。段丘面どうし，埋積谷底どうしをつないだ線の傾きは氷期・間氷期を通じた平均的な下刻速度を示す。

表2.5-14 調査地域と下刻速度

河川名	地域名	解析対象期間	平均下刻速度m/10万年
新冠川	北海道	25万年	23.5～40
静内川	日高山脈	25万年	29～31
日高幌別川	南西部	25万年	37～67
元浦川		25万年	9～31
沙流川		5～15万年	27～150
荒川	東北	32万年	13～37
相模川	関東	32万年	13～40
鏑川		32万年	23～43
碓氷川		35万年	16～20
三峰川	中部	21万年	18～56
黒部川中・下流		25万年	33～76
黒部川上流		30～40万年	150～200
		過去15万年**	210～270
*飛騨山脈中央部		60～70万年	50～130
那賀川	四国	25万年	17～43
物部川		32万年	18～44

*火砕流の給源河口，　**吉山・柳田（1995）

表2.5-15 岩石の風化（溶食・剥落）速度

岩　石	速　度
花崗岩	3～15mm／1000年
安山岩	6～9mm／1000年
凝灰岩（大谷石）	33～250mm／1000年
砂岩	11～110 mm／1000年
石灰岩	2.5～1300mm／1000年

松倉（1994, 1997）より引用

上述した地形面高度と形成年代との関係を用いて，段丘や河床が将来現れる高度をある程度予測可能である（図 2.5-23）。現在下刻されつつある河床は次の氷期には埋積に転じ，段丘面を連ねた直線が示す位置まで埋積が進むと考えられる。河床は次の間氷期には再び下刻されて，埋積谷底を連ねた直線に近い位置まで低下すると考えられる。侵食作用による地表面の低下は，それぞれの地域で侵食基準面に向かって進みそれ以下には及ばない。内陸の河川の場合は，その河川が合流するより大きな河川の河床面や湖などが地域的な侵食基準面となる。海岸部では海面が侵食基準面になる。従って，上記のような侵食プロセスが分からない場合でも，地域ごとに侵食基準面を識別すれば，それとの比高から理論上の最大下刻量を求めることは出来る。

2.5.2 隆起・沈降・侵食が地質環境に及ぼす影響

1) 直接的影響

数百m以上の大きな侵食が生じる地域では，地下深部に埋もれていた地層の地表への接近（露出）や，地下深部への地表水の直接的な流入が起こる可能性がある。ここでは，このような大規模な侵食が生じる条件と，そのような可能性がある地域を抽出する。河川の下刻がその速度の大きさから最も重要である。上述の様に，内陸部の河川による下刻は，10 万年程度のタイムスパンで見れば隆起量とほぼ等しくなると考えられる。したがって，10 万年程度の期間に下刻が数百mに達するのは，侵食基準面との比高が大きく保たれ，大きな侵食速度が長時間にわたって継続する地域である。それは大きな速度で隆起する山地か，過去に大きく隆起し侵食基準面まで大きな比高を残している山地であり，中部山岳地帯の中心部など極限られた地域が相当する。実際に飛騨山脈中心部では，過去約 30 万年間に約 600m の下刻が起きている（中野，1989）。他の山地では隆起速度が 1m/千年を越えることは稀なので，仮に隆起量と下刻量が等しいと保守的に仮定しても，10 万年間の下刻量は 100 m程度である。
海岸部では，侵食基準面である海面に向かって下刻が進むので，陸の隆起だけでなく氷期に想定される百数十mの海面低下も考慮する必要がある（図 2.6-1 参照）。地震隆起が顕著な半島先端部（隆起の項参照）などでは，10 万年あたりの隆起量が 100 mを越える地域が僅かではあるが存在する。これらの地域では，次の氷期に侵食基準面である海面まで下刻が進むと想定すると，下刻量が 200 数十mかそれ以上に達する可能性がある。

山地で地震や豪雨などを引き金として発生する大規模な斜面崩壊は，侵食の重要なプロセスであり，直接的影響の原因の一つである。およそ $10^7 m^3$以上の多量の物質が崩壊するものは，特有の崩壊地形や堆積地形が生じるので，特に巨大崩壊と呼ばれる（町田，1984）。地形的に認められる巨大崩壊は日本全国で 333 箇所で，北海道・東北・中部地方で多く，西日本で極めて少ない（町田ほか，1987）。これらの巨大崩壊は地質や隆起と密接な関係があり，数の上では半数以上が鮮新世以降の火山岩分布

地に発生しており，火山岩以外では第四紀に急速に隆起した山地で多い（町田ほか，1987）。また，滑り面の深さは数百mに及ぶことがあり（千木良，1995），このような巨大崩壊は地形や地圧の急激な変化を生じ，地表水の地下深部への侵入などにつながることが想定される。巨大崩壊の原因の一つは岩盤の巨大クリープと考えられ，クリープ域は線状窪地などの分布からある程度推定できるとされている（千木良，1995）。

2) 間接的影響

(1) 水理学的な影響

将来の動水勾配の分布を推定する上では，隆起や侵食によって地形勾配がどの程度の変化するかが重要なパラメータである。隆起による地形勾配の増加については，波長 1km～10km の活褶曲において最大で $1～2\times10^{-6}$／年の傾動速度が知られている（Kaizuka, 1968，小千谷地殻変動研究グループ，1989）。この傾動が 10 万年継続すると傾斜が 10～20%増加する。

また，侵食による地形勾配の増加率（G）については以下の様に考えることができる。

G＝（河川本流と山地の主稜線との比高の増加量）÷（河谷と主稜線間の距離）

比高の増加量を河川本流の下刻量で代用すると，上述の侵食プロセスの議論からは，この値が 10 万年間あたり 100 mを越えることは少ないと考えられる（中部山岳地帯のような例外を除く）。実際には稜線も侵食されるので，稜線と谷底との比高増加量はさらに小さいと考えられる。また，河川本流と主稜線との間隔は，一般に数 km 以上である。この議論のみからは，地形勾配の増加率は下記のようになり，動水勾配への影響は限られたものになる。

100 m ÷数 km ≒ 数%

実際の地形発達はより複雑であるので，正確な議論のためには，隆起と侵食による地形（斜面）発達モデルについて，さらなる研究が必要である。

(2) 地球化学的な影響

岩　石の風化は岩石（および地下水）の物理・化学的性質に関与する。日本列島における風化層（風化殻）の平均的な厚みは，花崗岩で 50～100m（木宮，1992）で，風化層下部の５～10m の区間に水平な割れ目が密集し，他の部分に比べて透水性が高く新鮮な岩石との境は降雨浸透水の水道となっていることが多い（小島，1992）。風化殻は岩石の化学風化による産物で，地下水質が変化した範囲を示す指標の一つである。日本では地質時代を通じて殆どカオリナイト－モンモリロナイト型（K-M 型）

の風化殻のみが見られる（歌田，1979）。これは冷温帯湿潤気候でSi，Al以外の成分が溶脱したもので，マサ土やくさり礫が典型であり花崗岩などに良く見られる。このことは，少なくとも第四紀には同じタイプの化学風化作用が継続したことを示唆しており，水質形成機構も大きくかわることは無かったものと考えられる。

表2.6-15には，松倉（1994，1997）がまとめた世界各地の岩石の風化速度を示す。風化層が岩石の表面から内部へ形成される厚さは，1000年あたりの最大値で示すと深成岩・火成岩で10数mm，砂岩・凝灰岩で数十cm，石灰岩で百数十cmである。また，花崗岩の風化には8～28万年を要するとのデータがあり（木宮，1975），厚いマサが形成されるには600万年以上を要するとされる（木宮，1981）。また，泥岩の風化は数十mの深度まで及ぶことがある（千木良，1988）。風化殻を岩石による化学的な緩衝作用が失われる部分と考えれば，水理や水質への影響を考慮する際には，風化殻の厚みを侵食量と合わせて層厚（土被り）の減少分と考える必要がある。また，風化殻は気候条件が変化した場合には，降雨で短期間に洗い流される可能性がある。

2.5.3 まとめ

全国の隆起・沈降運動について，地質学的手法，地形学的手法，測地学的手法を用いて，その速さの分布を概略的に示した。この結果によると，隆起・沈降運動は地域ごとにある一定の傾向と速度で数十万年間継続している場合が多い。100 m／10万年を越える大きな隆起速度は，主として褶曲・断層型と逆断層地塊型の山地や地震隆起海岸で認められ，最大で数100 m／10万年に達する可能性がある地域も極一部で存在する。一方，他の多くの地域の隆起・沈降運動の速さは，50 m／10万年程度かそれ未満であることが多い。

このような変動の地域性は各地のテクトニクスを反映したものと考えられ，その傾向は将来10万年程度の期間については大きくは変わらないものと推察される。このことから，将来の変動量を過去からの類推で大まかには把握できると考えられる。
各地の侵食速度について，面的な侵食と線的な侵食（下刻）に分けて，その速さの分布を概略的に示した。面的な侵食速度については，地形の起伏状態と相関が大きいことを利用して，数値地図を用いた解析により全国の分布図を作成した。河川の下刻については，代表的な河川を例にそのプロセスを検討した結果，10万年オーダーでは下刻量は隆起量とおよそ近い値となることが示された。これらの研究の結果，数100 m／10万年に達するような大規模な侵食は，隆起が激しい山地中心部や地震隆起海岸に限られることが示唆された。このような場所を除けば，10万年間に侵食される深さは数10 m～100 m程度と推定される。海岸部の最大下刻量は，隆起と氷期の海面低下量を合計する必要があるが，それでも多くの場合10万年で200 m未満と考えられる。

地質環境への影響として重要なのは，隆起・沈降・侵食が地下施設を地表へ接近させたり地下水流動を変化させる可能性である。大規模な隆起・侵食の継続は，土被りを大きく減少させる。また，隆起・沈降・侵食による地形勾配の増加は動水勾配を増加させ，地下水流動を変化させることが推定される。このような変動による影響の将来予測は，シミュレーションによるところが大きいが，その結果は入力する境界条件に左右される。より確実なシミュレーションのためには，境界条件となる地形勾配，谷や尾根の配置，地質構造，土被り厚などを精確に求めることが必要である。そのためには，例えば，各地の地質・地形構造のデータと年代データを蓄積し，地域毎の地殻変動のプロセスを明らかにしていくことが不可欠である。特に地殻変動の指標となる地形や年代データが乏しい地域（主に内陸部）については，新たな年代測定法の開発や地層の堆積構造などを利用した地殻変動指標の抽出など，地殻変動の速度や様式を把握する手法の開発も含めた研究が必要である。また，侵食作用が隆起，気候・海水準変動，地質などと相関しながらどのように地形を改変していくのかを，地域毎にモデル化して示す必要がある。

参考文献

阿子島　功（1983）山形県馬見ヶ崎川流域における過去2万年間および最近の侵食速度．地形，4：97-106

芦田和男・奥村武信（1974）ダム堆砂に関する研究．京都大学防災究究所年報，17-B.

芦田和男・高橋　保・道上正規（1983）河川の土砂災害と対策．森北出版，260 pp.

粟田泰夫・大沢　敦・片平忠実（1986）秋田県日本沿岸地質断面図　付録．北村　信編「新生代東北本州弧地質資料集　第2巻」．

Aubrey, D. G. and Emery, K. O. (1986) Relative sea levels of Japan from tide-gauge records. Geological Soc. America Bull., 97: 194-205

地学団体研究会編（1996）新版地学事典．平凡社

千木良雅弘（1988）泥岩の化学的風化　－新潟県更新統灰爪層の例－．地質学雑誌，96, 6：419-431

千木良雅弘 (1995) 風化と崩壊．近未来社，204 pp.

鎮西清高（1995）北海道と東北の山やま．貝塚・鎮西編，新版日本の自然2日本の山，p.29-78.

Cox, A. and Engebretson, D. (1985) Change in motion of Pacific plate at 5 Myr BP. Nature, 313: 472-474

第四紀地殻変動研究グループ（1969）第四紀地殻変動図（6葉）．国立防災科学技術センター

段丘アトラス編集委員会（準備中）第四紀テクトニックアトラス（仮称）

檀原 毅（1971）日本における最近70年間の総括的上下変動．測地学会誌，17：100-108.

El-Fiky, G. S., Kato, T. and Fujii, Y. (1996) Vertical crustal movement in the Tohoku District, Japan, deduced from dynamic adjustment of leveling and tidal data. Bull. Earthquake Res. Inst., Univ. Tokyo, vol. 71

遠藤秀典・鈴木祐一郎（1986）妻および高鍋地域の地質．地域地質研究報告（5万分の1地質図幅），105 p.，地質調査所．

藤井昭二（1992）富山平野，アーバンクボタ，31：38-47.

藤田和夫（1995）大場・藤田・鎮西編　日本の自然地域編5　近畿

藤田和夫・尾池和夫（1981）本州弧の活構造と地震活動．科学，51：704-711

藤岡一男・大沢　敦・高安泰助・池辺　穣（1977）秋田地域の地質．地域地質研究報告（5万分の1図幅），地質調査所，75 pp.

藤原　治・増田富士雄・酒井哲弥・岡崎浩子・斎藤　晃・鈴木俊秀（1996）海浜堆積物からみた下総台地の隆起運動像．堆積学研究，43：39-46

藤原　治・増田富士雄・酒井哲弥・布施圭介・斎藤　晃（1997）房総半島南部の完新世津波堆積物と南関東の地震隆起との関係．第四紀研究，36：73-86

藤原　治・三箇智二・大森博雄（1998）地形の起伏状況から推定した日本列島における侵食速度の分布．地球惑星科学関連学会1998年合同大会予稿集，p. 228

藤原　治・増田富士雄・酒井哲弥・入月俊明・布施圭介（1999）房総半島と三浦半島の完新統コアに見られる津波堆積物．第四紀研究，38：41-58

藤原　治・増田富士雄・酒井哲弥・入月俊明・布施圭介（投稿中）完新世の内湾堆積物に記録された相模トラフ周辺の古地震．

Fujiwara, O. Masuda, F., Sakai, T., Irizuki, T. and Fuse, K. (submitted)
deposits in the Holocene bay mud of southern Kanto region, Pacific
coast of central Japan. Special Issue of "Sedimentary Geology" dedicated to: Sedimentary features of seismites, seismo-turbidites and tsunamiites.

福沢　仁之（1987）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，93：37-55.

長谷義隆・岩内明子（1993）内陸堆積層の分布高度から求めた中部九州地溝帯沈降域の変位．地質学論集，41：53-72

北海道鉱業振興委員会（1979）北海道の石油・天然ガス資源－その探査と開発（昭和43～51年）－．天然ガス鉱業会，205p.

北陸地方土木地質図編纂委員会（1991）北陸地方土木地質図および同解説書．国土開発技術研究センター，799p.

Horikawa, K. and Sunamura, T. (1970) A study on Erosion of coastal cliffs and of submarine bedrocks, Coastal Eng. Japan, Vol. 13: 127-139

市原　実（1993）大阪層群，340p.　創元社.

飯川健勝（1983）魚沼地域の水準点変動と地形・地質構造の関係について．地団研専報，26：151-158

飯川健勝（1991）本州中央部の測地学的変動の研究．地団研専報，39：1-72

飯川健勝・堀川秀夫（1985）新潟県小千谷市周辺の沖積段丘面の変形について．地球科学，39：296-298

池辺　穣・大沢　敦・井上寛生（1979）酒田地域の地質．地域地質研究報告（5万分の1地質図幅），地質調査所，42 pp.

池田安隆（1990）断層による山脈の隆起．米倉伸之・岡田篤正・森山昭雄編，変動地形とテクトニクス，p. 45-59，古今書院.

池田安隆（1996）飛騨山脈の形成に関する地形学的観測事実．月刊地球，18：72-76.

石橋克彦・太田陽子・松田時彦（1982）相模湾西部初島の完新世海成段丘と地殻上下変動．地震第2輯，35：195-212

石井　紘（1989）最近の伊豆半島の隆起について．地震研彙報，64：313-324

石井　紘（1991）桑山・藤井氏の論文に見られる伊豆半島南西部の以上沈降についてのコメント．地震2，44：49-52

石坂信也・渡辺一徳・高田英樹（1992）熊本平野地下における第四系の最近15万年間の沈降速度．第四紀研究，31：91-99

磯　望・山川克己・米澤　宏・松原敏子（1980）岐阜県高原川流域における土石流による岩屑供給と沖積錐の成長速度．地理学評論，53：699-720

Kaizuka, S. (1968) Distribution of Quaternary fold, especially rate and axis direction in Japan. Geogr. Rept. Tokyo Metropol. Univ., 3: 1-9

貝塚爽平（1969）変化する地形ー地殻変動と海面変化と気候変化の中でー．科学，39：11-19

貝塚爽平（1987）関東の第四紀地殻変動．地学雑誌，96：51-68.

貝塚爽平（1998）発達史地形学．東大出版会，286 pp.

Kaizuka, S. and Imaizumi, T. (1984) Horizontal strain rate of the Japanese islands estimated from Quaternary fault data. Geogr. Rep. Tokyo Metropol. Univ., 19：43-65

貝塚爽平・鎮西清高・小疇　尚・五百沢智也・松田時彦・藤田和夫（1995）新版日本の山，岩波書店，277 pp.

垣見俊之・衣笠善博・木村政昭（1973）後期新生代地質構造図「東京」1：500,000. 地質調査所.

鎌田浩毅（1985）熊本県宮原西方の火山岩類の層序と噴出時代ー九州中北部の火山活動の時代と分布ー．地質学雑誌，91：289-303

鎌田浩毅・星住英夫・小谷口剛博（1988）中部九州ー中国地方西部の火山フロントの形成時代．月刊地球，10：568-574

関西地盤情報活用協議会地盤研究委員会（1998）新関西地盤　神戸および阪神間，関西地盤情報活用協議会，270 pp.

関東地方土木地質図編纂委員会（1996）関東地方土木地質図および同解説書．国土開発技術研究センター，768p.

かせ野義夫（1992）加賀平野，アーバンクボタ，31：48-55

かせ野義夫・三浦　静・藤井昭二（1988）日本の地質5 中部地方：144-146，共立出版

加藤照之（1984）東海地方の地殻上下変動．第四紀研究，23：111-116

加藤照之・津村建四郎（1979）潮位記録から推定される日本の垂直地殻変動．地震研彙報，54：559-628

活断層研究会（1991）新編日本の活断層ー分布図と資料ー，東京大学出版会，473 pp.

茅根　創・吉川虎雄（1986）房総半島南東岸における現成・離水浸食海岸地形の比較．地理学評論，59 A：18-36

木戸道男（1993）「九重ー別府地溝」北西縁部の地質構造形成史．地質学論集，41：107-127

木宮一邦（1975）三河・富草地域の花崗岩礫の風化速度　ー花崗岩の風化・第2報ー．地質学雑誌，81，11：683-696

木宮一邦（1981）三河高原の風化殻とその形成時期ー花崗岩の風化・第3報ー．地質学雑誌，87, 2; 91-102

木宮一邦（1992）建設工事における風化・変質作用の取り扱い方　3．硬岩の風化作

用．土と基礎，40，7：67-74
吉良八郎 (1982) ダムの堆砂とその防除．森北出版，392 pp.
北村 信 編（1986）新生代東北本州弧地質資料集 全3巻 宝文堂.
小疇 尚・福田正己・石城謙吉・酒井 昭・佐久間敏雄・菊地勝弘（編）（1994）日本の自然地域編 1．北海道，176 pp.
小島圭二(1992) 建設工事における風化変質作用の取扱い方．2．建設工事における風化・変質作用の認識．土と基礎，40，6：65-70
国土地理院，1997（1997）日本の地殻水平歪 II. 1994-1983
熊井久夫（1997）諏訪湖の生い立ち．アーバンクボタ，36：2-11
Kumaki, Y. (1985) The deformations of Holocene marine terraces in southern Kanto, central Japan. Geogr. Rev. Japan, 58 B：49-60
熊木洋太・市川清次（1981）大磯丘陵南縁部の中村原面・前川面の変位について．国土地理院，1997時報，55：24-28
熊本県環境公害部（1995）地盤地質・水理地質・土質．平成6年度熊本平野地盤沈下調査報告書：31-41
桑原 徹・牧野内 猛（1989）傾動盆地の特性ー濃尾傾動盆地を例としてー．地球科学，43：354-365
町田 洋（1984）巨大崩壊，岩屑流と河床変動．地形，5：155-178
町田 洋・古屋尊彦・中村三郎・守谷以智雄（1987）日本の巨大山地崩壊．新藤静夫代表文部省科学研究費自然災害特別研究 (1)「崩災の規模，様式，発生頻度とそれに関わる山体地下水の動態」：165-182
前杢英明・坪野賢一郎（1990）紀伊半島南部の完新世地殻変動．地学雑誌，99：349-369
増田富士雄（1993）大阪層群と見かけの海面変動ーリズミカルに繰り返す海成層と非海成層の累重様式．月刊地球，号外8：86-94
増田富士雄（1998）高密度で測定された^{14}C年代測定値による完新統のダイナミック地層学．地学雑誌，107：713-727
増田富士雄・中里裕臣（1988）堆積相からみた鹿島ー房総隆起帯の運動像．月刊地球，10：616-623
松田時彦(1984)南部フォッサマグナの湾曲構造と伊豆の衝突.第四紀研究,23:151-154
松倉公憲（1994）風化過程におけるロックコントロールー従来の研究の動向と今後の課題．地形，15：202-222
松倉公憲（1997）斜面を構成する岩石・岩盤の風化速度．応用地質，38： 224-231
松岡功・阿久津純・真鍋健一・竹内貞子（1984）山形盆地の第四系ー特に地質年代と堆積環境について．地質学雑誌，90：531-549.
松澤逸巳・松井愈・近藤祐弘・瀬川秀良・田中 実・小久保公司（1981）帯広地域の地質．地域地質研究報告書（5万分の1地質図幅），地質調査所，82 pp.
Mii, H. (1962) Coastal geology of Tanabe Bay, Sci. Rep. Tohoku Univ.(geology), 34(1),

pp.1-93: 1962.
宮坂省吾（1987）衝突帯における山地形成－日高山脈の上昇史－．松井　愈退官記念論文集：195-202
宮下　芳(1989)水準測量データに基づく西南日本の地殻上下変動.地震２,42:189-197
宮内崇裕（1988）東北日本北部における後期更新世海成面の対比と編年，地理評，61(Ser.A）：404-422.
宮内崇裕（1990）旧汀線高度から見た東北日本弧北部の広域地殻変動．変動地形とテクトニクス（米倉ほか編）：157-169.
Miyauchi, T (1990) Late Quaternary folding deduced from marine terrace deformation in the northern Northeast Japan arc. Geogr. Rep. Tokyo Metropl. Univ., 25: 99-108
宮脇昌弘・藤原　治（1997）段丘や台地の開析度からみた第四紀の侵食速度地球惑星科学関連学会　1997年合同学会予稿集，p. 600
宮崎洋三・大西外明（1994）貯水池堆砂量の経年変化と比堆砂量に関する考察．土木学会論文集，497
三好真澄・太田陽子・澤　祥・今泉俊文・鹿島　薫(1985)北海道奥尻島の完新世段丘．地理評，58（Ser.A）：596-608.
溝上 恵・中村一明・井筒屋貞勝（1980）精密水準改測による小千谷地域の活褶曲の検出．地震研彙報，55：199-224
森山昭雄（1987）木曽川・矢作川上流域の地形と地殻変動．地理評，60：67-92
森山昭雄（1990）中部山岳地帯における山地形成の時代性．米倉・岡田・森山編「変動地形とテクトニクス」：87-109，古今書院
森山昭雄・光野克彦（1989）伊那谷南部伊那層の堆積構造から見た木曽・赤石両山地の隆起時期．地理評，62：691-707
永井信夫・丹羽俊二・鈴木勝義・根本正美（1988）フォッサマグナ周辺における地殻構造調査：中部日本活構造地域の地震テクトニクスに関する研究　昭和60-62年度第一期成果報告書：62-77
中村一明（1983）日本海東縁新生海溝の可能性．地震研究所彙報，58：711-722
中野　俊（1989）北アルプス，鷲羽・雲ノ平火山の地質．火山，２，34：197-212
成瀬　洋（1988）日本の第四紀盆地の１ Ma BP以降の沈降量．大阪経済大学教養部紀要，６：44-65
成瀬　洋(1989)日本の第四紀盆地の造盆地運動.大阪経済大学教養部紀要,７:127-149
成瀬　洋（1990）日本の第四紀盆地の形成と変遷．大阪経済大学教養部紀要，８:70-85
日本第四紀学会（1987）日本第四紀地図．東大出版会.
日本建築学会東海支部・土質工学会中部支部・名古屋地盤調査研究会（1969）『名古屋地盤図』，（株）コロナ社，279 pp.
楡井　久（1988）関東前面弧盆地－関東地下水盆の形成史－．アーバンクボタ，27：36-45
野上道男・守屋以智雄・平川一臣・小泉武栄・海津正倫・加藤内蔵進（1994）日本の

地質　地域編　4，中部，岩波書店，182 pp.
小畑　浩（1991）中国地方の地形．古今書院，262 pp.
小口　高（1991）山地流域の侵食域と堆積域における最終氷期末期以降の土砂移動の量的検討．地形，12：25-39
Ohmori, H. (1978) Relief structure of the Japanese mountains and their stages in geomorphic development, Bull. Dep. Geogr., Univ. Tokyo, 10: 31-85.
Ohmori, H. (1983) Erosion rates and their relation to vegetation from the viewpoint of world-wide distribution. Bull. Dep. Geogr., Univ. Tokyo, 15: 77- 91.
Ohmori, H. (1987) Mean Quaternary uplift rates in the central Japanese mountains estimated by means of geomorphological analysis, Bull. Dept. Geogr., Univ. Tokyo, 19: 29-36.
大森博雄（1990）四国山地の第四紀地殻変動と地形．米倉伸之・岡田篤正・森山昭雄編「変動地形とテクトニクス」：60-86，古今書院
Ohmori, H. (1993) Changes in the hypsometric curve through mountain building resulting from concurrent tectonics and denudation, Geomorphology, 8: 263-277.
大森博雄・安藤尚美（1982）山地流域の土砂流出に関する降水量と流量のしきい値．地形，3：169-185.
小千谷地殻変動研究グループ（1989）新潟県小千谷市における洪積段丘面の対比と変形．地球科学，43，3：168-171.
岡　孝夫（1986）5万分の1地質図幅「中士別」および同説明書．北海道地下資源調査所，75 pp.
岡　孝夫（1997)北海道とその周辺海域のテクト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－．加藤誠教授退官記念論文集：427-449.
岡田篤正・安藤雅孝（1986）日本の活断層と地震．平・中村編　日本列島の形成：82-93
Okumura, K. (1988) Quaternary collision tectonics in Hokkaido, North Japan. Tectonics of Eastern Asia and the Western Pacific continental margin, ILP Publication, No. 0155: 94-96
小野有五（1980）日高山脈の活断層について．筑波大学水理実験センター報告，4：41-53
大沢　敦・平山次郎（1970）五所川原地域の地質．地域地質研究報告（5万分の1地質図幅），地質調査所，25 pp.
大沢　敦・池辺　穣・平山次郎・栗田泰夫・高安泰助（1984）能代地域の地質，地域地質研究報告（5万分の1地質図幅），地質調査所，57p.
大沢　敦・鯨岡　明・栗田泰夫（1985）羽後浜田地域の地質．地域地質研究報告（5万分の1地質図幅）．地質調査所，91 pp.
太田陽子（1996）最終間氷期の海岸線に関する諸問題．小池一之・太田陽子編「変化する日本の海岸」：69-99，古今書院
太田陽子・平川一臣（1979）能登半島の海成段丘とその変形．地理学評論，52，4：

169-189.
太田陽子・米倉伸之（1988）日本における段丘・低地研究の現状と問題点－日本第四紀地図の作成を通じて－．第四紀研究，26：211-216.
太田陽子・石橋克彦・森脇　広（1983）完新世における伊豆諸島，式根島の隆起．地震2，36：587-595
Ota, Y and Yoshikawa, T. (1978) Regional characteristics and their geodynamic implications of late Quaternary tectonic movement deduced from deformed former shorelines in Japan. Jour. Phys. Earth, 26, Suppl.: S379-389
Ota, Y., Koike, K., Yonekura, N. Miyauchi, T. and Yagi, K. eds. (1987) Atlas of Late Quaternary sea level records in Japan. Vol. 2.: 581-1109
Ota, Y., Koike, K., Omura, A. and Miyauchi, T. eds. (1992) Last Interglacial shoreline map of Japan.
大竹政和・浅田　敏（1983）季節変動を補正した水準測量データに基づく東海地域の最近の地殻変動．地震2，36：597-608
Otsuki, K.（1989）Empirical relationships among the convergence rate of plates, rollback rate of trench axis and island-arc tectonics: "laws of convergence rate of plates". Tectonophysics, 159: 73-94
Otsuki, K. Heki, K. and Yamazaki, T.（1990）New data which support the "laws of convergence rate of plates" proposed by Otsuki. Tectonophysics, 172: 365-368
大槻憲四郎（1991）高温度勾配下の地殻座屈しゅう曲－東北日本弧を例として－．地熱，28：16-21
大槻憲四郎（1995）なぜ東北日本弧の地殻短縮は火山フロントより背弧で大きいか？地質学雑誌，101(2)：179-182
大矢雅彦（1993）河川地理学，古今書院，253 pp.
Pollitz, F. F. (1986) Pliocene change in Pacific-plate motion. Nature, 320：738-741
Ranalli, G. (1995) Rheology of the Earth (2nd edition). Chapman & Hall, 413 pp.
里　嘉千茂・石井　紘・高木章雄（1981）東北地方の地殻応力および地殻変動の特徴(I)－地殻構造を考慮した計算結果にもとづく－．地震2，34：551-563
齊藤英二・渡辺和明・宮崎純一・安田聡・池田国昭・橋本智昌・羽坂俊一・桂島茂・磯山勲（1988）茨城県南西部における最近の測地学的変動について．地調月報，39：635-641
佐藤比呂志（1982）出羽丘陵の隆起モデルについて．構造地質学研究会誌，27：109-121
佐藤比呂志（1989）東北本州弧における後期新生界の変形度について．地質学論集，32：257-268
佐藤比呂志（1992）東北日本中部地域の後期新生代テクトニクス．地質調査所月報，43：119-139
Sato, H. (1994) The relationship between late Cenozoic tectonic events and basin development

in northeast Japan. Jour. Geophys. Res., 99: 22261-22274
佐藤比呂志・平田　直（1998）活断層の深部構造と日本列島の成立．科学，68：63-71
瀬野徹三（1996）プレートテクトニクスの基礎．朝倉書店，190 pp.
島本利彦（1989）岩石のﾚｵﾛｼﾞｰとプレートテクトニクスー剛体プレートから変形するプレートへー．科学，59：170-181
Shimazaki, K. and Nakata, T. (1980) : Time-predictable recurrence model for large earthquakes, Geophysical Research Letters, 7: 279-282
須貝俊彦・杉山雄一（1998）大深度反射法地震探査による濃美平野の活構造調査．地質調査所 平成9年度活断層・古地震研究調査概要報告書：55-66
杉谷　隆（1983）有明海北岸平野における最終間氷期以降の地形発達史，その定量的研究．地理学評論，56：403-419
Sugiyama, Y. (1994) Neotectonics of Southwest Japan due to the right-oblique subduction of the Philippine Sea plate. Geofisica International, 33: 53-76
砂村継夫(1972) 大陸棚の形成に関する一考察．地理評，45：813-828
Sunamura, T.(1992) Geomrphology of Rocky Coasts, John Wiley & Sons Ltd., 302 pp.
Suzuki, T.(1989) Late Quaternary crustal movements deduced from marine terraces and active faults, Joban coastal region, northeast Japan. Geogr. Rep Tokyo Metrop. Univ., 24: 31-42.
多田　堯（1985）沖縄トラフの拡大と九州地方の地殻変動（2）．地震2，38：1-12
多田　堯（1993）九州中部地方の地殻変動とテクトニクス　ー別府ー島原地溝帯の分裂拡大ー．地質学論集，41：1-12
多田　堯（1997）地殻水平歪みによる日本列島地体構造区分．月刊地球，210：807-811
多田　堯・中堀義郎（1986）甲府盆地の測地測量による地殻変動．月刊地球，8，4：226-229.
多田　堯・鷺谷　威・宮崎真一（1997）GPSでみた変動する日本列島．科学，67：917-927.
多井義郎（1987）中国山地の地形面．日本の地質7中国地方：153-154，共立出版
高木俊男・藤原　治・小沢昭男（1998）河成地形の高度分布から推定した氷期・間氷期を通じた下刻速度の変遷．地球惑星科学関連学会1998年合同大会予稿集：230
高木俊男・藤原　治(1997)後氷期における岩石海岸の侵食速度について．日本応用地質学会中部支部　平成9年度支部研究発表会・講演会予稿集：17-20
高浜信行・赤羽貞幸・熊井久雄（1988）島孤変動．植村・山田編「日本の地質 中部地方I」：271-273，共立出版
竹村恵二・由佐悠紀・北岡豪一（1993）大分平野と別府湾（深部）．地質学論集，41：35-42
田村明子（1979）佐渡島の完新世段丘と地殻変動．地理学評論，52：339-355
Tanaka, M. (1982) A map of regional denudation rate in Japanese mountains. Trans. Japan. Geomorph. Union, 3: 159-167
田中茂信・小荒井　衛・深沢　満（1993）地形図の比較による全国の海岸線変化，海

岸工学論文集，40：416-420.
田中　穣・五味武彦（1988）半島テクトニクスー沈降するプレート運動に直面する半島部の上下変動．国土地理院時報，68：41-55
田中和弘・遠田晋次・上田圭一・千木良雅弘（1997）我が国の地質環境の長期的変動（その2）－隆起･沈降特性評価手法の提案と適用検討－．電力中央研究所報告：U96028：1-25
竹内　章（1988）中部日本内帯における新規応力場．月刊地球，10：574-580
竹内　章（1996）応力場の変化と火山活動－中部山岳形成史－．月刊地球，18：92-96
東北地方土木地質図編纂委員会（1988）東北地方土木地質図および同解説書．461 pp.
内嶋善兵衛・勘米良亀齢・田川日出夫・小林　茂(1995)　日本の自然　地域編7　九州．岩波書店，198 pp.
植木岳雪・満塩大洸（1998）阿讃山地の隆起過程：鮮新世～更新統三豊層群を指標にして．地質学雑誌，104：247-267
宇佐見龍夫（1987）新編日本被害地震総覧．東大出版会，434 pp.
臼田雅郎・北村　信・岡本金一・大槻憲四郎（1986）北村　信編新生代東北本州弧地質資料集，2，島弧横断ルート No. 18（本庄－横手－川尻－北上）
八木浩司・吉川契子（1988）西津軽沿岸の完新世海岸段丘と地殻変動．東北地理，40：247-257
八島邦夫・宮内崇裕（1990）津軽海峡問題と第四紀地殻変動．第四紀研究，29：267-275
山本博文・中川登美雄・新井房夫（1996）越前海岸に分布する海成中位段丘群の対比と隆起速度．第四紀研究，35：75-87
山崎晴雄（1984）活断層からみた南部フォッサマグナ地域のネオテクトニクス．第四紀研究，23：129-136
山崎晴雄（1985）足柄平野の地質と地殻変動．月刊地球，7：466-472
吉川周作・山崎　博史（1998）古琵琶湖の変遷と琵琶湖の形成．アーバンクボタ，37：2-11.
Yoshikawa, T. (1974) Denudation and tectonic movement in contemporary Japan. Bull. Dept. Geogr. Univ. Tokyo, 6: 1-14
吉川虎男（1985）湿潤変動帯の地形学．東大出版会，132 pp.
吉川虎雄・杉村　新・貝塚爽平・太田陽子・阪口　豊（1973）新編日本地形論，東大出版会，415 pp.
吉永秀一郎・西城　潔・小岩直人（1989）崖錐の成長からみた完新世における山地斜面の削剥特性．地形，10：179-193
吉山　昭（1990）北海道周辺地域の第四紀後期の地殻変動－河成地形面を用いた隆起量の算定の試み－．第四紀研究，28：369-387
吉山　昭・柳田　誠（1995）河成地形面の比高分布からみた地殻変動．地学雑誌，104：809-826

Zhao, D., Horiuchi, S. and Hasegawa, A. (1990) 3-D seismic velocity structure of the crust and the uppermost mantle in the northeastern Japan arc. Tectonophysics, 181: 135-149.

2.6 気候・海水準変動

過去約170万年間の第四紀には北半球に大規模な氷床（大陸氷河）が発達し，氷床が拡大する氷期と氷床が縮小する間氷期という地球規模の気候・海水準の変動が周期的に繰り返してきた。気候・海水準変動が地質環境に与える影響として，氷期の気温低下によって生じる凍土の形成など岩盤性状の変化や，気温・降水量の変化による涵養量の変化など水理学的な影響，海面変動や気温・降水量・植生の変化による侵食作用への影響がある。また，塩淡境界の移動に繋がる海岸の移動も想定される。

地質環境の長期的な安定性を評価するためには，これらの影響が将来的にどの程度まで拡がるかを把握することが重要な課題となる。ここでは日本列島周辺における気候・海水準変動の速さや規模を把握するとともに，将来予測のために必要なそれらの規則性について取りまとめた。また，気候・海水準変動による地質環境の変化について事例を整理した。

2.6.1 気候・海水準変動の特性

第四紀後半の約70万年間は，急激な温暖化と緩やかな寒冷化がほぼ一定の振幅で繰り返し，海水準の振幅は100mを越える（図2.6-1）。寒冷化にともなう氷床の発達により，海水から蒸発した水が陸域に蓄積されることで海水準の低下が起きる。低海水準の時代が氷期で，その間の高海水準の時期が間氷期である。現在は間氷期にあたり，そのピークを少し過ぎた位置にある（図2.6-2）。中緯度のモンスーン帯に位置する日本列島においては，このような変動に対応して様々な環境変動が想定される。

しかし，気候・海水準変動には顕著な周期性（ミランコビッチサイクル）が認められており，過去から現在までの気候・海水準変動を定量的に把握することで，将来の変動やそれによる影響の範囲を類推することが可能と考えられる。

1) 気候・海水準変動の解析法

第四紀の気候・海水準変動の周期や変動の大きさは，表2.6-1に示すように地層や地形あるいは氷床に残された証拠から推定される。海水準の変動は，深海底堆積物や氷床のコアの同位体分析や海岸段丘の高度から，過去数十万年間にわたる汎世界的な変動が正確に把握されている。また，気温の変動は，同位体分析のほか湖底堆積物に含まれる花粉化石などから，ある程度定量的に求められつつある。しかし，日本列島周辺の気温変動についてはまだデータが少なく，定量的な見積もりにはデータの蓄積が必要である。

一方，降水量の変動は，花粉分析や氷河地形の発達状況，堆積物の堆積速度や粒径分布などから推定されるが，相対的な増減しか読みとれないのが現状である。しかし近年，降水量の変動についてレスの結晶度などの指標が得られ（福沢，1995；福沢ほ

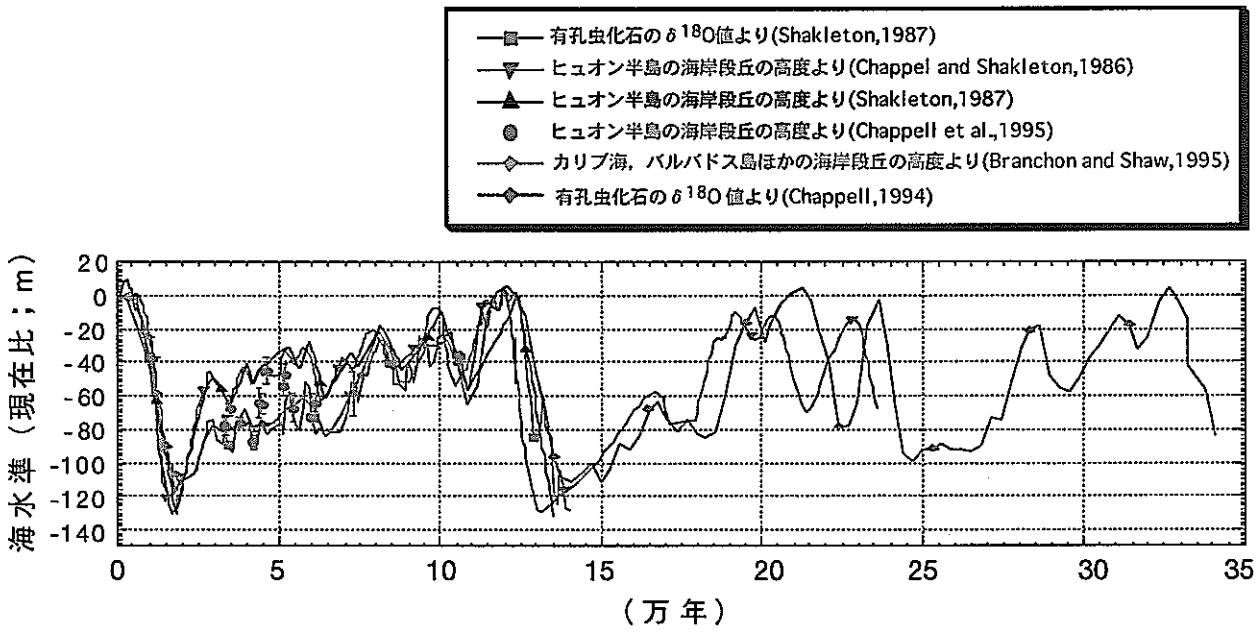


図 2.6-1 35万年前以後の海水準変動

異なる手法により推定された海水準変動。各研究結果は概ね一致しており，約10万年ごとに急激な上昇と段階的な海水準の低下が認められる。なお，海岸段丘（サンゴ礁）自体の隆起は補正してある。

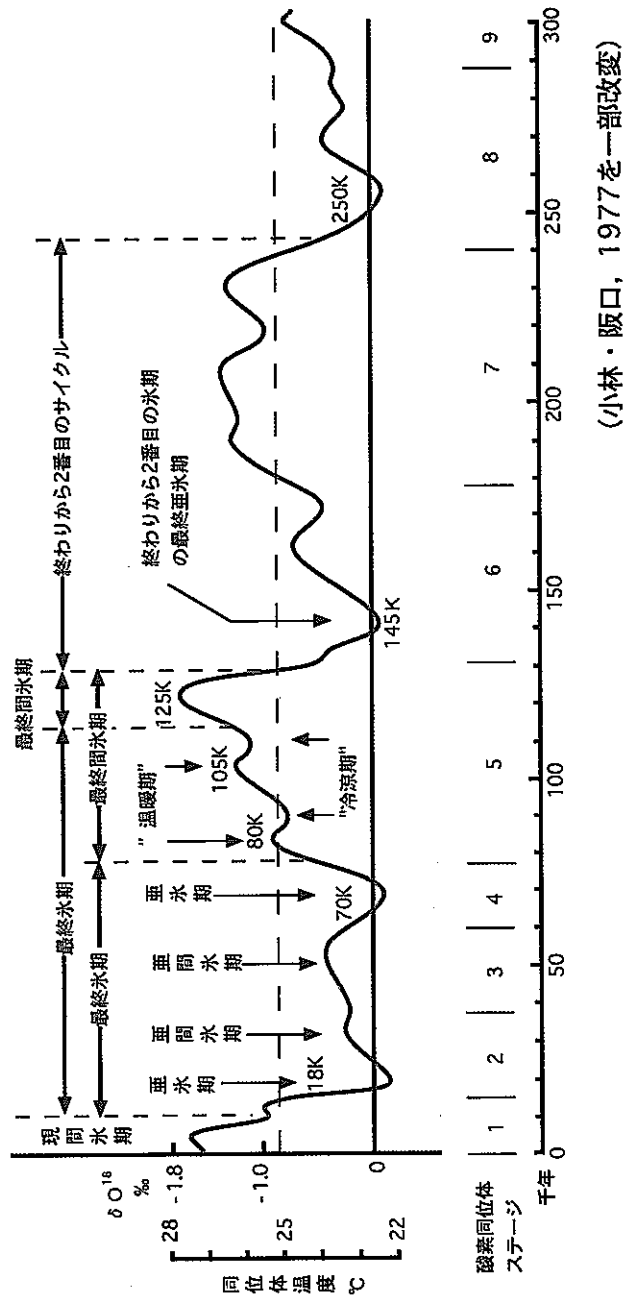


図 2.6-2 約30万年前以降の酸素同位体比の変動曲線と氷期・間氷期の定義

(小林・阪口，1977を一部改変)

現在は10万年周期を構成する間氷期のピークを少し越えたところにある。

表 2.6-1 第四紀の主な古気候指標（増田・阿部，1996より抜粋・補筆）

分析材料	指　標	対象期間	時間分解能	参考文献
海底堆積物・地形	プランクトンの種構成（海面水温）	5～6	2～3	CLIMAP(1981)
	底生有孔虫の酸素同位体比（氷床の総量）			Broeker(1989)
	陸源砕屑物（風成塵）の堆積量と粒度（陸地の乾燥度・風向）			Rea(1994)
	珊瑚の酸素同位体比など（表層海水温と塩分）	3～5	0～3	Dunbar(1993)
	海岸段丘（海水準）	5	4	笠原・杉村(1978) Chappell(1994)
陸上堆積物	レス帯磁率（気温・乾燥度）	3～5	2～4	Heller(1995)
	洞窟堆積物の酸素同位体比（気温）	5	3	Winogarad(1992)
	木の年輪（気温・乾燥度）	3	0	Bradley(1985)
湖沼堆積物・地形	風成塵の堆積量，粘土鉱物の結晶度（陸地の乾燥度・風向）	3～4	0～2	福沢（1995）
	花粉・プランクトンの種構成（気温・乾燥度）	3～5	0～3	Bradley(1985)
	湖岸段丘・湖底堆積物の分布（流域の水収支）	5	3～4	門村（1995）
氷床コア	氷の酸素・水素同位体比（気温，降雪量） 気泡の CO2, CH4 濃度（大気のガス濃度，気温）	4～5	0～3	Oeschger(1989)

・「対象期間」と「時間分解能」は，「10のn乗年」の指数nで示す。ただし，これはおおよその目安。

・参考文献は総説的なものを例としてあげた。

か，1997），研究が進みつつある。

2) 第四紀の気候・海水準変動

新生代は全体を通じて寒冷化の時代であり，北半球には5Ma頃に氷床が形成され始め，2.8Ma頃には本格的な氷床が出現した（増田，1996）。第四紀はこの氷床が拡大・縮小する明瞭な氷期・間氷期の繰り返しで特徴づけられる（図 2.6-3）。この振動は，3Ma頃にパナマ陸橋が形成され，赤道近辺での東西方向の水蒸気輸送量が変化したことが主要因とされる（Brocker and Denton, 1989）。また，後期鮮新世および第四紀にヒマラヤ山脈とロッキー山脈の上昇が顕著になり，インド洋周辺での海・陸間の水蒸気運搬経路が変化した結果，アジアモンスーンが開始した（安成，1987；Ruddiman and Kutzbach, 1989；西・酒井，1997）。

図 2.6.1に示した海水準変動曲線は，酸素同位体比（$\delta^{18}O$）や海岸段丘や珊瑚礁の高度から推定したものである。それぞれの海水準変動曲線は，異なる手法と地域で求めたにも係わらず良く一致してる。この図に示したように，海面高度は過去数十万年の間，現在比+5 m～－120m前後の間にあったと一般に考えられている。

3) 最終氷期以降の気候・海水準変動

最終氷期には北米・グリーンランド，ヨーロッパ・アジア北部は広大な氷床に覆われ，氷床が拡大した分だけ海面は低下していた。約2万年前に最大となった氷床は，その後融解が進み，約6千年前には北半球の大陸氷床はほとんど消失した。氷床の融解にともない汎世界的な海水準の上昇量（ある時間までに溶けた氷床に相当する海水量／全海洋面積）にして110 m程度が，主に14,000～6000年前にかけてほぼ単調に，15m／1000年の割合で上昇したと推定されている（Nakada and Lambeck, 1988, 1989）。約2万年前以降の海水準変動は珊瑚礁地域などで詳細に研究され，図 2.6-4に示すように約120 mの海水準上昇が見られる。日本列島周辺の海面低下量は汎世界的な変動より小さく，これは海水量増加にともなう海底への加重の増加によりマントルが陸地下へ流動し陸が隆起した（ハイドロアイソスタシーと呼ばれる）結果と考えられる（斎藤，1997）。

約2万年前における日本列島周辺の年平均気温を，主に花粉化石のデータから推定して当時の海岸線の位置（海面低下量を100 mと仮定）とともに図 2.6-5に示した。また，花粉分析などに基づく最終間氷期以降の気温と降水量の変動を図 2.6-6に示した。年平均気温は，データが豊富な日本海側および中日本気候区の例では，約2万年前の現在比－8℃前後から，その後急激に上昇し6000年前頃に+2～+3℃に達した。最終氷期の気温低下量は高緯度ほど大きい傾向があり，北海道では年平均気温が10～14℃低下した。

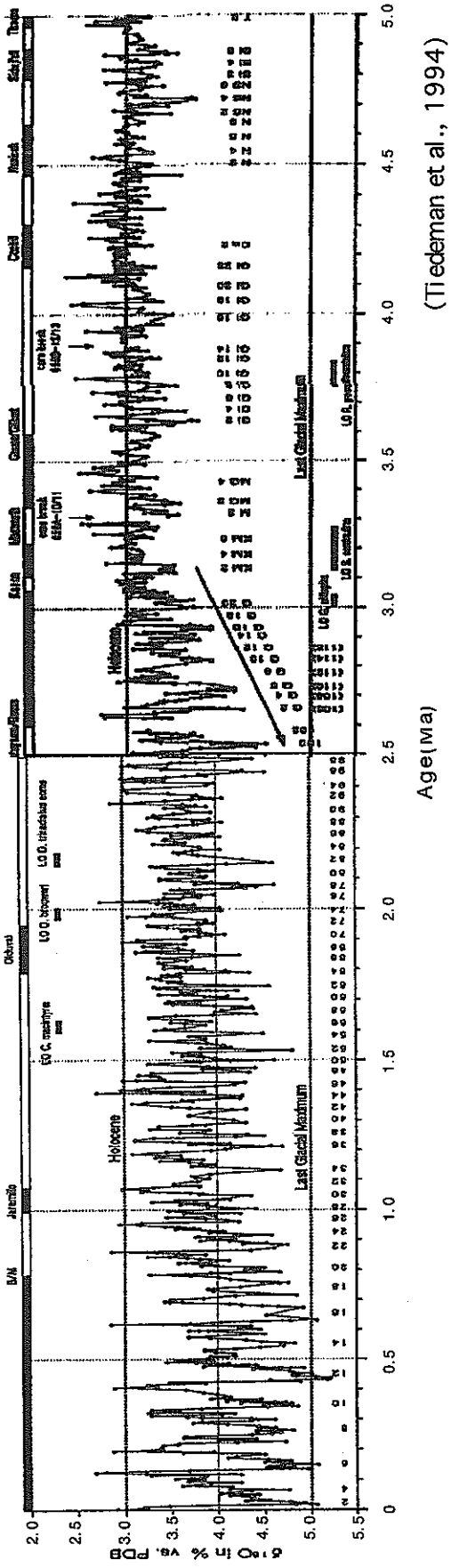


図 2.6-3 最近５００万年間の酸素同位体比（$\delta^{18}O$）の変動

縦軸は深海底堆積物に含まれる有孔虫殻の酸素同位体比$\delta^{18}O$の値。$\delta^{18}O$値は，海水中の^{18}Oと^{16}Oの存在比を示すもので，寒冷期に陸上に運ばれた^{16}Oが氷として蓄積されると，海水中の^{18}Oの比率が高まる。この値は陸氷量と海水温の近似的な指標となる。値が小さい（グラフで上）方が海水温が高い（温暖）であることを示す。
3.0～2.5Ma頃から振幅が大きくなり，寒暖の差（氷期- 間氷期）が明瞭になった。70万年前頃より10万年周期が明瞭となる。

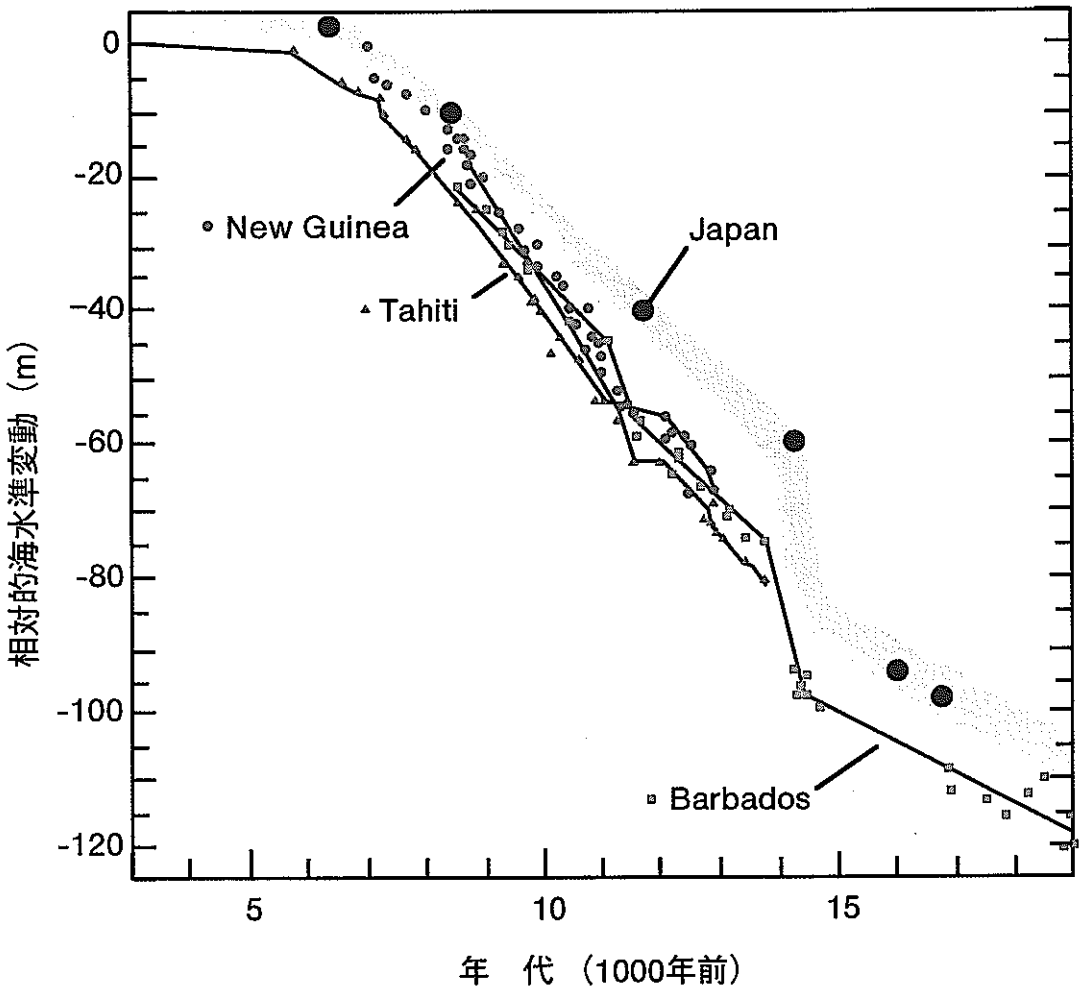


図 2.6-4 過去2万年間の海水準変動

縦軸は，汎世界的な海水準変動（海水量変動）に地殻変動やハイドロアイソスタシーを含んだ相対的海水準変動。斉藤（1997）による様々なデータのまとめ。

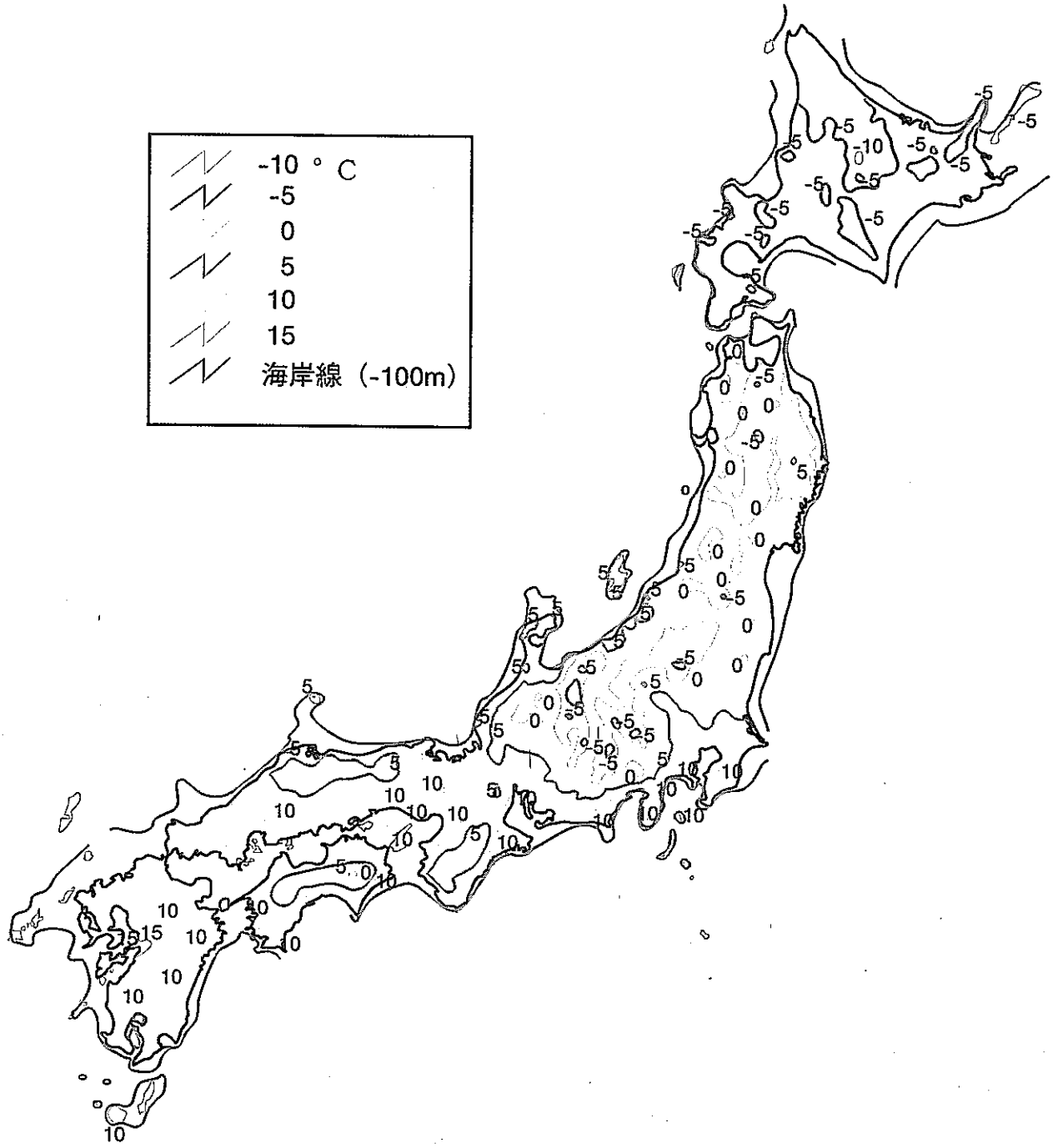


図 2.6- 5 最終氷期最寒冷期の海岸線と年平均気温

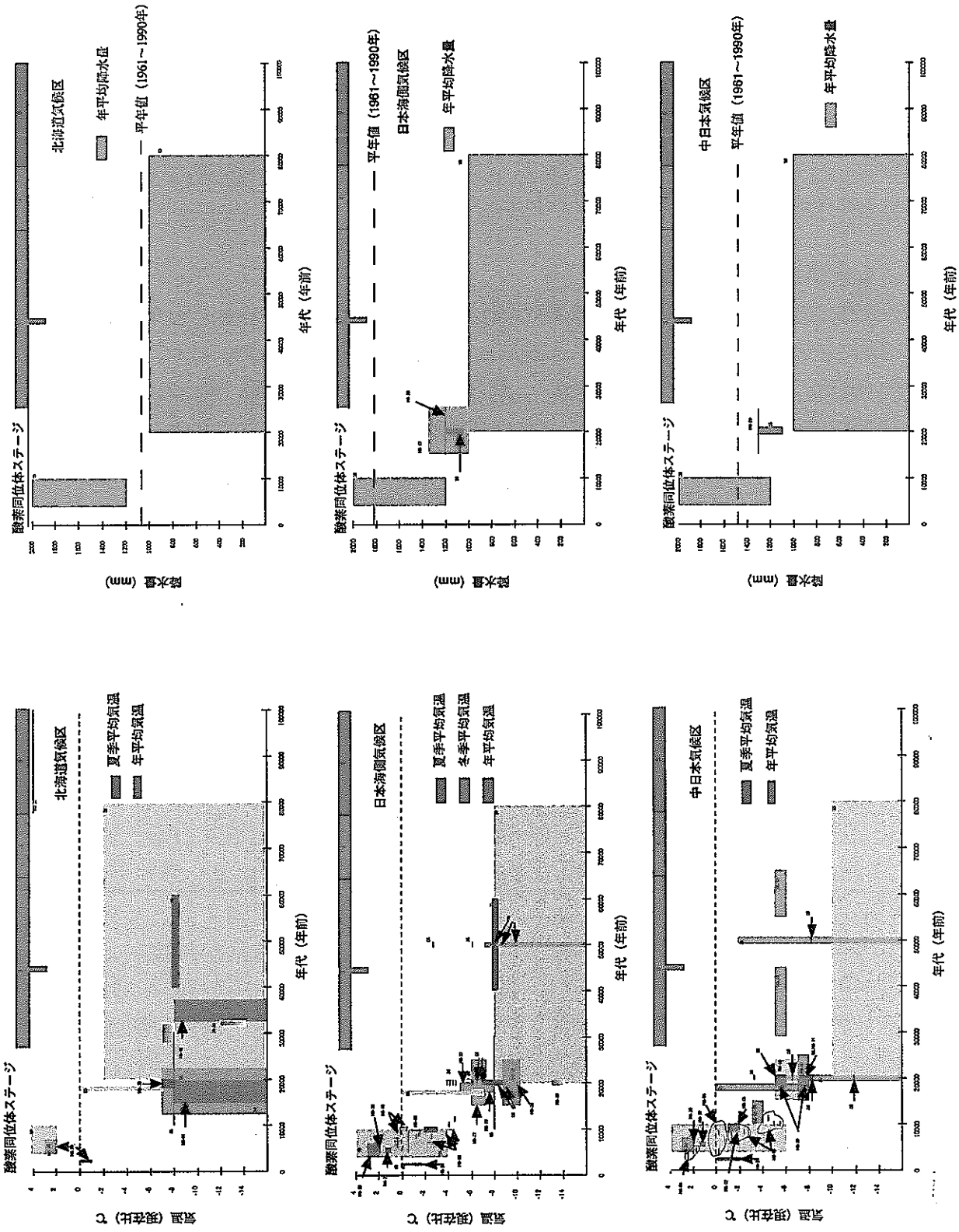


図 2.6-6 日本における過去10万年間の気温および平均降水量の変動

最終氷期最盛期の約2万年前頃には，年降水量が現在の5～7割程度に減少したことが，花粉化石などを用いた多くの研究で示されており，その後徐々に増加して6000年前には現在とほぼ同じ値に達したと考えられる（図 2.6-6）。この原因として台風の来襲頻度の低下（貝塚，1962，Sugai，1992）や，日本海が凍結などで面積が減少し冬の季節風による水蒸気の供給が減少したこと（大場ほか，1984；安田，1985; 矢野，1987; Ono and Naruse, 1997）等が挙げられている。

4) 気候・海水準変動のメカニズム

古気候記録に認められる氷期・間氷期の周期性は，地球の軌道要素の永年変化と極めて良く調和がとれている（例えば，Imbrie et. al., 1992, 1993）。すなわち，公転軌道の離心率（軌道の円からのずれの度合い：41.3万年と10万年周期で地球に達する1年間の日射量が変わる），地軸の傾き（地球の自転軸と公転軸のなす角度：4.1万年周期で季節や緯度での日射量が変わる），歳差運動（2.3万年と1.8万年周期で季節による日射量が変わる）の変動に伴う日射量の変化が気候変動の周期性の原因と考えられる。この外力をミランコビッチフォーシング，これらの周期をミランコビッチ周期と呼ぶ。

一方で，日射量の変動は僅かであり，氷床の消長を支配する直接的要因とはなりにくく，特に第四紀後半の10万年周期の変動には，日射量の変動に対する別の応答機構が必要であるとする考えもある（例えば，増田・阿部，1996）。

5) 気候・海水準変動の将来予測

上述したように，現在は間氷期のピークをわずかに過ぎ氷期に向かう途中にあるとされる（図2.6-2）。10万年周期の氷期・間氷期サイクルが今後も続くものとすれば，数千年以内に次の氷期が始まり，8～10万年後には氷期のピークに達すると考えられる。また，地球軌道要素および酸素同位体比の研究からは，最終氷期から現在までの変遷は約40万年前の氷期から間氷期への変遷と類似しているとされる（Howard ,1997）。将来の変遷がこの時と同じ傾向を辿るとすれば，現在は間氷期のピークに向かう途中にあり，今後数万年以内に温暖・高海水準のピークが現れ，約5万年後に氷期が始まると考えられる。

2.6.2 気候・海水準変動による影響

10万年程度の将来を考える上では，上記の議論からはまず氷期の環境を考慮する必要がある。氷期になると，過去の事例から日本列島周辺では海面が100数十m低下し，年平均気温が10℃前後低下し，降水量が場所によっては現在の半分程度まで減少することが示唆される。この気候条件では，地域によっては永久凍土が形成され，地下水の流動などへの影響が考えられる。山岳地域においては岩盤の凍結や山岳氷河が形成され，凍結が関与する物理的風化が促進されると考えられる。また，海岸地域では侵

食基準面の低下により河床の下刻が進むことや，河川流路が変化することによって，地下水流動などに影響が生じる可能性がある。

1) 永久凍土の影響

永久凍土は透水性が無く表層からの浸透を遮断するだけでなく，地下からの水の湧出も遮る。従って，表層部での地下水の流動は大きく変化する（例えばSKI, 1995）。凍土の融解時には，氷として閉じ込められていた水や凍土の下に滞留していた水（様々な成分が濃集していることも考えられる）が湧出し，洪水が起こりやすいと考えられる。また，洪水が発生すると，凍結した地盤には水が浸透しにくいために水位や流速が高くなりやすく，大規模な侵食が起こりやすくなると考えられる。

(1) 最終氷期における永久凍土の分布

永久凍土は，二冬とその間の一夏を含めた期間より長い間0℃以下の凍結状態を保つ土壌または岩石のことで，日本では年平均気温-2℃以下の高山に分布するとされている（柳町，1992）。現在の日本では北海道大雪山の上部と富士山頂で分布が確認されている（地学団体研究会編，1996）。最終氷期最寒冷期には北海道全域と本州の高山に分布を広げた（Ono and Naruse, 1997など）が，現在のシベリアに見られるような層厚数百mに及ぶ連続的永久凍土は形成されず，北海道においても大半が不連続的永久凍土帯および山岳永久凍土で（小野，1990，1993；三浦・平川，1995），厚くても百数十m程度であったと考えられる（仲山，1995）。

永久凍土の層厚は年平均気温と高い相関がある（図 2.6-7）。この関係を図 2.6-5に代入し，最終氷期における永久凍土の分布と層厚を推定したのが図 2.6-8である。この図には上記の文献に示された山岳氷河の分布も合わせて示した。

(2) 永久凍土の形成深度

氷期の北海道を仮想して，気温低下に伴って永久凍土が地表から地下へどのように成長していくかを熱伝導モデルを用いてシミュレートした。解析においては地表面温度（気温）の低下幅と低下速度，熱伝導度に影響する積雪深と地盤の構造および含水率を境界条件とした。境界条件を変えた約300ケースの解析の内，代表的な例として「年平均温度が7℃から−7℃に1万年かけて低下した場合」を図 2.6-9aに示す。これは花粉化石などのデータから予想される氷期の北海道で最も大きな気温低下である。この解析では，土壌の凍結深度は最大で150m程度との結果が得られた（積雪100cm，土壌の含水率20%，地殻熱流量も考慮）。図中に示された「活動層」は，冬期には凍結しているが夏期には融解する層で，凍結・融解の繰り返しによる風化作用が働く部分である。この層の層厚は数m程度である。同じ解析条件での地下の温度分布を図 2.6-9bに示す。深度10m程度より深部では温度勾配は緩やかで一様である。

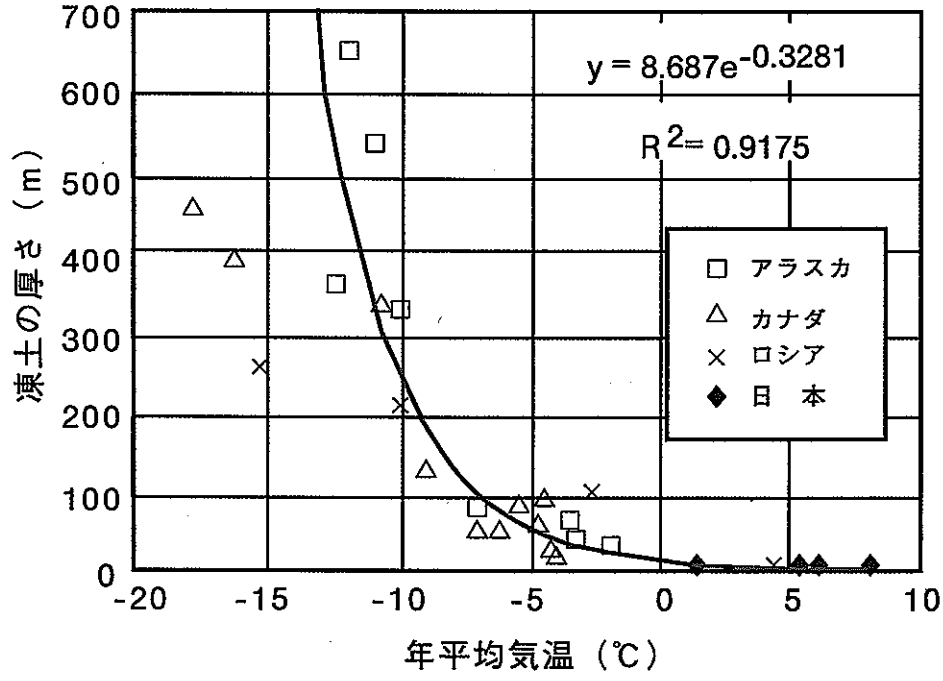


図 2.6-7 永久凍土の厚さと年平均気温

永久凍土の厚さは年平均気温と相関が高い。最終氷期に厚い氷河に覆われたカナダは，永久凍土の層厚が薄い。回帰式はカナダのデータを除く。

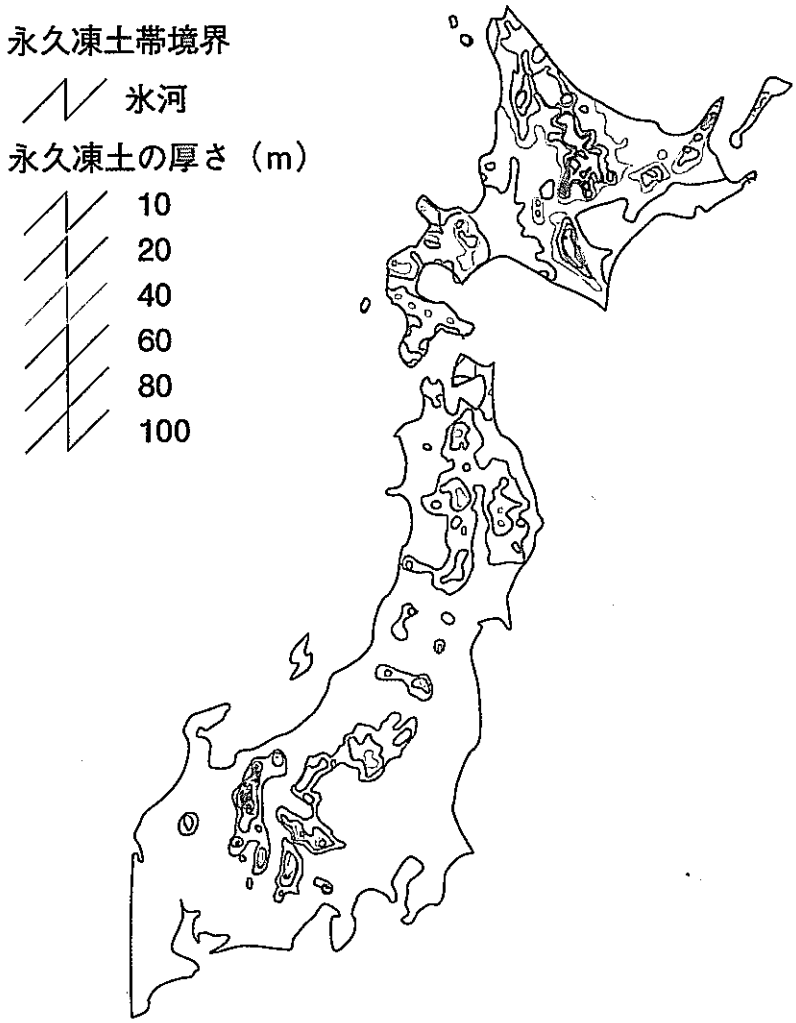


図 2.6-8 約2万年前ののの永久凍土と氷河の分布

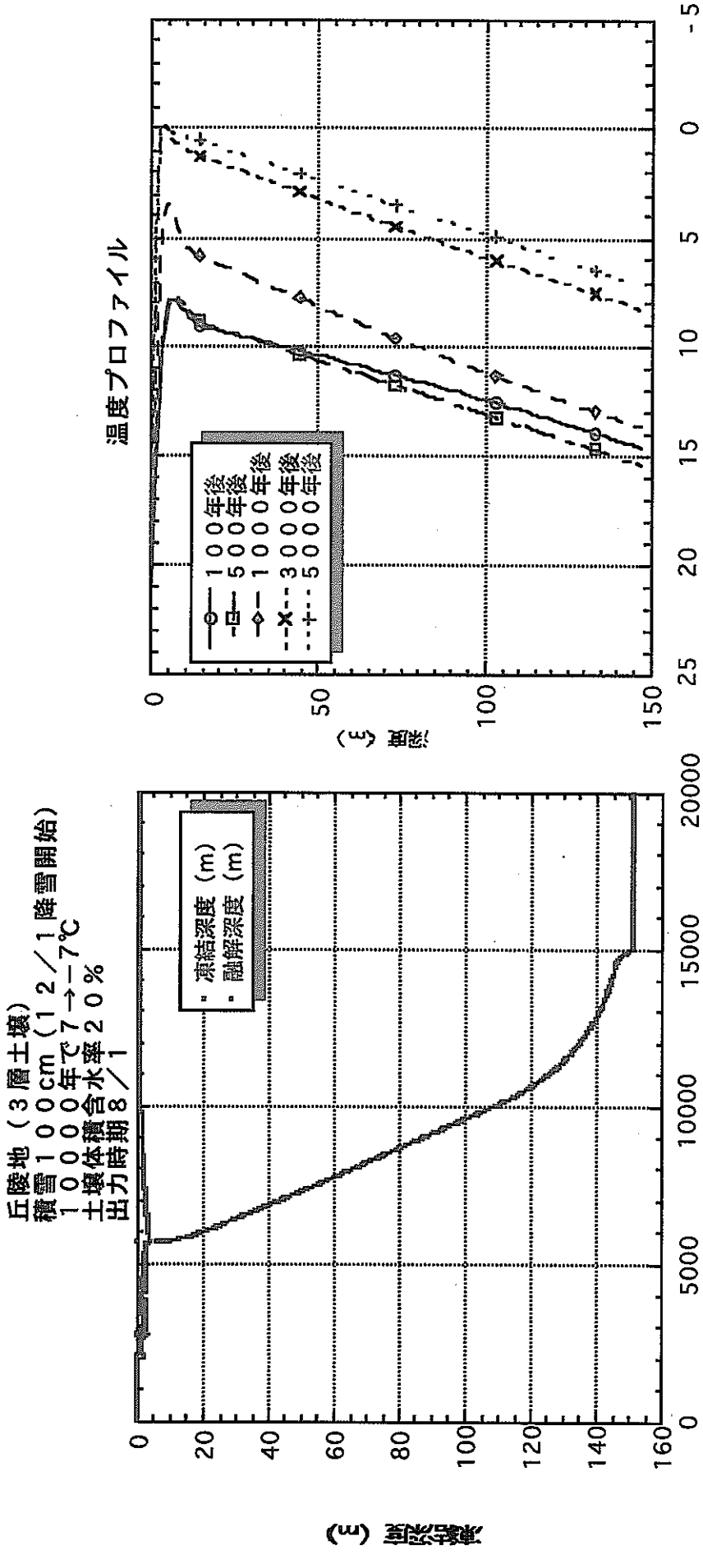


図 2.6-9a 年平均気温が1万年で14℃低下する場合の永久凍土の成長

地表への熱伝導による地下の温度低下をシミュレート。積雪条件100cm，地盤は含水率20％，地殻熱流量2.6HFU。「活動層」は，夏期に融解し冬季に凍結する層で，凍結・融解の繰り返しによる岩盤の風化が起こる。

図 2.6-9b 図9aにおける土中温度分布の経時変化

地表10m程度を除くと温度勾配は一様になり，岩盤に大きな熱応力は生じない。

(3) 永久凍土の成長に伴う水理条件の変化

氷期に形成される永久凍土は最大で150m程度の深度まで達し，これは沖積層を越えて基盤岩にまで到達する。さらに，活動層の厚さは数mと推定され，それより深部は凍結したままと考えられる（図 2.6-9a, b）。永久凍土の成長に伴って沖積地盤は不透水層となるため，地下水の湧出域は不凍域に限られ地下水流動が現在と大きく変化することが想定される。

(4) 凍結による岩盤の劣化

岩盤中の温度は地表温度より高く，今回の解析条件では−7℃を下まわる可能性はない。このことから，7℃～−7℃の年平均気温での岩の力学挙動変化を考察する。一般に多孔質の岩石（例えば凝灰岩）では，この温度範囲で凍結・融解に伴う風化および凍結に際して凍結膨張（凍上）が起こる可能性がある。しかしながら，温度分布を考慮すれば，このような現象が起こるのは地表面近傍の極浅い部分に限定される。以下に地盤・岩盤の凍結に伴い予想される風化および凍結膨張に関して検討する。

①風　化

岩盤の凍結による風化は，凍結・融解の繰り返しにより起こるとされるが，この凍結・融解は過冷却を破るため−5℃を下回る条件が必要である。このことから，本解析の温度条件で凍結風化が起きるのは気温の年更差の影響のある，地下10～20m以浅の極限られた深度といえる。

②凍結膨張

凍結に伴う岩盤の劣化としては，凍結膨張（霜柱の成長同様の脈状氷の成長）が凝灰岩の様な多孔質の岩石で確認されている。岩盤を割ってこの氷脈が成長するためには，下記の温度条件が必要であることが熱力学的に示されている。

$$\sigma_t < 11.2 \cdot |\theta|$$

ここで，σ_tは岩盤の引っ張り強度（kgf/cm^2），θは岩盤温度（℃）。

一般的な引っ張り強度として50kgf/cm^{2}を想定すると，氷脈の成長にはほぼ−5℃以下の温度環境が必要となる。このような条件が満たされる深度は本解析の温度範囲では，年更差の影響がある浅部に限られる。すなわち，凍結膨張による岩盤の凍結・破砕は熱応力同様，岩盤の浅部に限られる。また，地下深部では上載圧が増加し，凍結膨張は起こりにくくなる。このような理由から，岩盤の凍結に伴う凍結膨張現象は今回の解析条件からは考えにくい。

(5) 熱収縮による岩盤の劣化

①熱応力

岩盤における凍結および温度低下の影響は，主に岩石（鉱物）の熱膨張特性に起因する。今回の解析結果によれば，いずれの解析においても，対象岩盤の深度方向の温度分布は20 m以深でほぼ直線を示し，温度勾配は100 m当たり5～6℃程度である（図2.6-9b）。このような温度分布の特徴は，温度勾配がやや大きいことを除けば，現在の岩盤内の一般的傾向と同じである。現在の岩盤内では，温度分布により岩盤を劣化させるような構造的な熱応力が発生していない。したがって，氷期に全体的に岩盤内の温度が低下しても，岩盤の劣化をもたらすような構造的な熱応力が発生する可能性はない。

②クラックの発生

温度が低下し岩盤が収縮することによるクラックの発生の可能性について検討した（温度が7℃から－7℃まで低下する場合を想定）。これは今回解析したケースの中で，最も温度変化が大きい場合であり，熱応力の観点からは最も厳しいケースである。地表面付近の岩盤を想定し，温度変化に伴って発生する引張応力について検討した。熱応力は，温度が変化しただけでは発生せず，膨張や収縮が自由にできない（拘束されている）場合に初めて発生する。例えば，温度変化に伴って地盤が膨張したり収縮したりしても，地表面は鉛直方向に対しては自由に変形することが可能であり，したがって，鉛直方向の熱応力は発生しない。一方，水平方向に対しては，自由に膨張や収縮ができない条件下におかれていると考えられる。そこで，最も厳しい条件として，水平方向の変形は全く許されないという条件を考え，その場合に発生する熱応力を求めた。一次元問題で，温度変化に伴って，両端が固定されている岩盤内に発生する熱応力σ_tは次式によって求められる。

$$\sigma_t = E \cdot \varepsilon_t$$

ここで，Eは岩盤の弾性係数，ε_tは温度変化に伴って発生する熱ひずみである。

熱ひずみε_tは岩盤の線膨張係数と温度低下量の積として求めるられる。岩盤の弾性係数は，岩石の種類や風化度，割れ目の発達の程度等によって大きく異なるが，ここでは良好な岩盤の弾性係数値である6×10^4kgf/cm^{2}という値を用いることにする。また，常温における岩石の線膨張係数は，$(5\sim10)\times10^{-6}$/℃程度であり，一般に温度低下に伴って減少する。そこで，－7°～＋7℃の温度範囲における岩石の平均的な線膨張係数として5×10^{-6}/℃という値を用いることにする。温度が+7℃から－7℃まで14℃低下することにより発生する引張応力は，

$$\sigma_t = 6\times10^4\times5\times10^{-6}\times14 = 4.2(\text{kgf/cm}^2)$$

となる。この4.2kgf/cm^{2}という値は，一般の岩石の引張強度よりも大幅に小さい。
以上の計算においては岩盤には全く割れ目がないとして熱応力を求めているが，実際

の岩盤には必ず割れ目が存在し，発生する引張応力は割れ目の部分で吸収されてしまうと考えられる。このことを考慮すると，仮に今回の解析で得られた温度低下量14℃をかなり上回る温度低下量になる場合や，岩盤の弾性係数や線膨張係数が今回用いた値よりも大きい場合であっても，熱応力によって岩盤が劣化する可能性はないと考えられる。

深度が増加すると，温度低下量が減少するので，上式を用いて求められる熱応力は地表面付近のそれよりも小さくなる。また，深度の増加に伴って地圧（圧縮応力）が増加するので，15～20 m以深になると，地圧の方が熱応力を上回り引張応力は発生しなくなる。したがって，15～20 m以深では熱応力により岩盤が劣化する可能性は低い。

2) 侵食作用への影響

侵食作用の章で述べたように，河川の下刻プロセスには気候・海水準変動が重要な役目を果たす。植生が無いかまばらな森林限界より上方では，凍結破砕作用や凍結・融解の繰り返しによる斜面堆積物の流動など周氷河作用による表層の侵食が起こる（例えば，柳町，1992）。森林限界の高度は高緯度地域ほど低く，現在の北海道で1500m前後，中部日本で2500m程度であるが，氷期には約1700m低下した（貝塚ほか編，1995）。このため氷期には，周氷河作用の働く地域が広がり，山地での侵食・土砂生産が盛んになる。

山地の侵食の一つとして，山岳氷河による氷食が想定される。しかし，大規模な氷河が日本列島で形成されたことは第四紀を通じてなく，小規模な山岳氷河が氷期に形成されたのみで（例えば，小野，1990，1993）氷食による大きな影響は無いと考えられる。ただし，山岳地帯においては，気温が上昇して永久凍土が融解するときに地下の氷が融けた水によって斜面が不安定になり，大規模な地滑りなどを誘発する可能性がある。

3) 水理・水質への影響

(1) 動水勾配への影響

将来の動水勾配を推定する上では，気候・海水準変動に伴って，どの程度の下刻が起こるか（地形勾配の変化）が重要である。下刻作用と気候・海水準変動との関係については侵食の章で述べた。また，氷期・間氷期のサイクルに対応した振幅100mに達する海水準の上下変動は，海底にかかる圧力を変化させ海底および陸地の隆起・沈降を生じる。この効果はハイドロアイソスタシーとよばれ，日本列島の海岸部では数m程度とされている（Nakada et al., 1991；中田ほか，1994）。また，涵養量の変化は水位変化の推定に重要である。涵養量の算定に必要な降水量および気温のデータを上記に示した。

(2) 海・陸境界の移動

海水準変動による海岸線の移動は，海岸侵食と堆積の繰り返しによって起こる。海・陸の水理境界である海岸の移動は，塩淡境界の移動範囲などを解析する上で前提となる条件である。ここでは次の氷期における海岸線の移動範囲を予備的に検討した。海岸侵食による海岸線の後退は，主に海水準の上昇期に進む（高木・藤原，1997）ので，ここでは考えない。氷期には海面が百数十m低下すると考えられ，大まかには図2.6-5に示した範囲が陸化する。

(3) 流路の変化

最終氷期の最盛期には海面が少なくとも100m程度低下したため，東京湾や大阪湾など浅い湾ではその殆どが陸化し水系が大きく変化した。この時期の水系については，ボーリングコアや海底地形の解析から沖積層の下に埋もれている氷期の河川流路が明らかにされており，復元図も作られている（日本第四紀学会編，1987）。それによると，例えば現在東京湾に注いでいる河川の殆どは合流して古東京川とよばれる河川をなし，浦賀水道沖から相模灘に流出していた。瀬戸内海もこの時期には陸化し，それぞれ紀伊水道と豊後水道から太平洋へ流出する2つの大きな水系が形成された。これに伴い地下水位も低下したであろうが，直接のデータがない。これらの湾や内海では，その水深から推定して次の氷期にも陸化すると考えられ，海底地形の特徴から，最終氷期と類似した水系が形成されることが考えられる。

4) 地球温暖化の影響

温室効果ガスの放出によるとされる地球温暖化が，将来の自然環境に様々な影響を与えることが危惧されている。地球温暖化による我が国の気候への影響としては，我が国の気候を特徴づける冬と夏の季節風，梅雨と秋雨と呼ばれる雨期，台風(Maejima, 1980）などにどの様な変化が現れるかが重要である。現在の科学技術の水準では，これらの問題や各地域ごとの気候の変化について明確な評価を行うに至っていない（中川ほか，1997）。しかし，気候変動モデルなどの研究成果によると，二酸化炭素濃度倍増時（70～80 年後）での我が国周辺の気温・降水量の変化は，モデルによって違いがあるが，年平均では気温は 1～2.5℃の上昇，降水量は－5％～＋10％程度の変化が予想される（中川ほか，1997）。

このような変動の将来予測やその影響の評価に際しては，現在生じている現象を近い過去と関連づけて理解することが重要である。現在および将来の気候・海水準変動を理解する上では，約8万年前以降の最終氷期から現在の間氷期（後氷期）までの地球規模での変動が参考になる。この間には，現在進みつつあるとされる地球温暖化と同じかそれ以上の急速かつ大規模な変動が認められる。

産業革命後の人為的な影響によるとされる地球規模の平均気温の上昇は，0.5℃／

100年程度とされ（例えば，松野，1989；Mann et al., 1998），最終氷期最盛期以降の平均的な気温上昇速度（10℃/1万年≒0.1℃/100年）に比べ大きな値である。この温暖化は1990年から2100年までに地球の平均気温上昇で2.0℃と予想され，これに対する世界的な海水準の上昇は49cmと予測されている（IPCC (1995)第7章：気象庁訳）。この予測に基づけば，海水準の上昇速度は年間5mmに達し，過去100年間の上昇速度である1～2.5mm/年（IPCC (1995)第7章：気象庁訳）よりも大きく，図2.6-4から推定される日本列島周辺における後氷期の海面上昇速度（約9mm/年）よりも小さい。また，2.0℃と言う気温上昇は，上述の6000年前頃（縄文海進最盛期）の値に近い。

また，最終氷期には数年から数十年で起こる急激な年平均気温の変動が，グリーンランドなどの氷床コアの酸素同位体記録から知られている（図 2.6-10）。この変動は数百年～数千年に1度の頻度で発生しており，ダンスガードーエシガー（Dansgaard-Oeschger）サイクルと呼ばれている（Dansgaard et al., 1993）。メカニズムとしては，大陸氷床が部分的崩壊を繰り返すことによる自励振動（例えば，MacAyeal, 1993 a, b）などが考えられている。

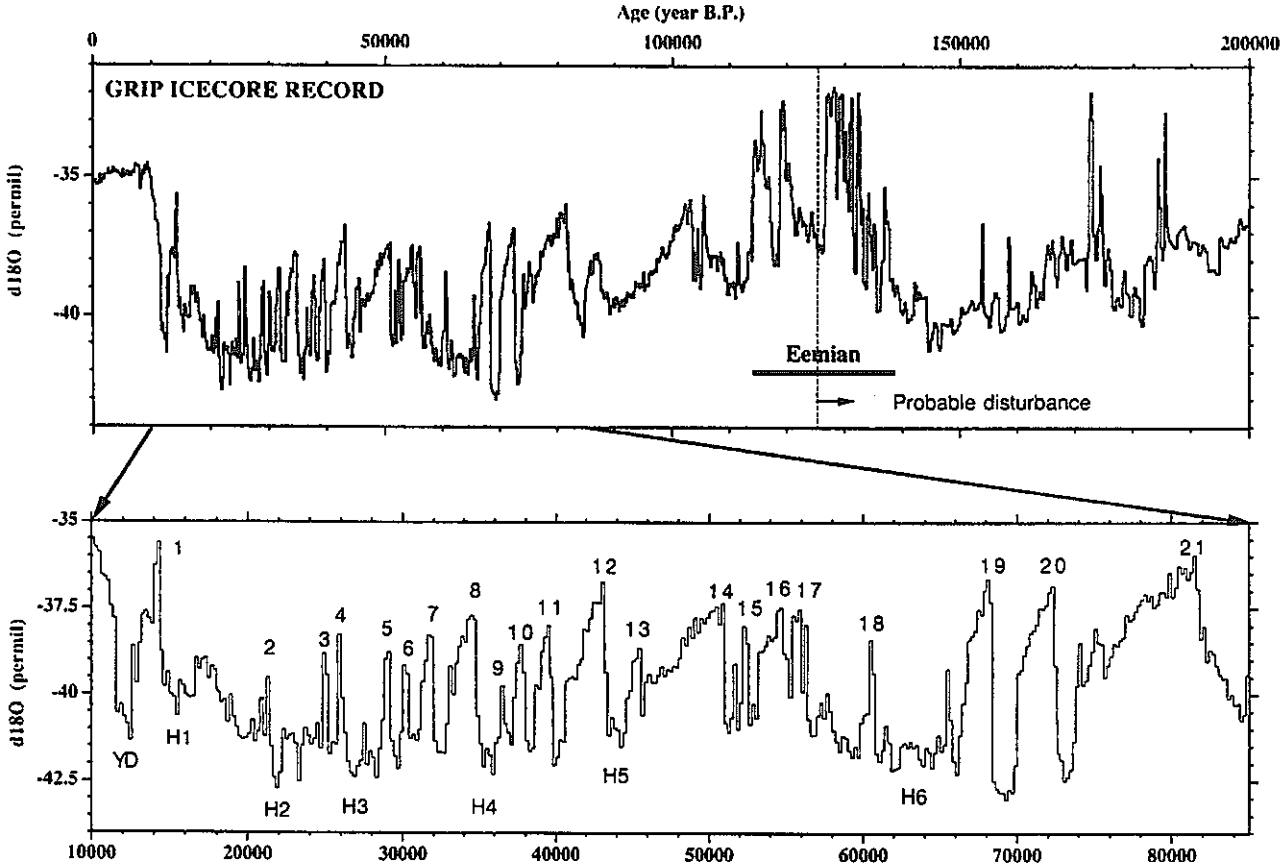
気温変化の振幅は一般に高緯度地域ほど大きい傾向があるので，中緯度に位置する日本列島周辺では変動幅は比較的小さいと考えられる。それでも，ダンスガードーエシガーサイクルに伴う気温の上昇速度は，地球温暖化に対して一桁大きい。このサイクルに伴う環境変動を調査することによって，人為的な温暖化による影響を保守的に見積もることが出来ると考えられる。最近では，日本列島周辺でもこのサイクルが検出されており（例えば多田，1997, 1998；福沢ほか，1997），今後の研究によって気温や海水準変動についての定量的な検討がなされていくと考えられる。

2.6.3 まとめ

氷床コアや深海底堆積物，海岸段丘などのデータから，第四紀の気候・海水準変動について，その特徴を整理した。過去約70万年間の変動は，地球の軌道要素の永年変化による日射量の変動に起因するとされる，10万年の氷期・間氷期の周期が卓越している。

過去数十万年間における海水準は，現在に比べて＋数mから－百数十mの範囲で変動してきた。現在と比較した日本列島周辺の気温は，定性的な推定の域にあるものの，氷期に8～10℃程度低下し，間氷期の最温暖期には数℃高かったと考えられる。降水量の変動に関するデータは不足しているが，氷期の日本列島では現在の7割から半分近くまで減少していた可能性が高い。

永久凍土の形成深度については，年平均気温と相関が高く，氷期の北海道で最大150m程度まで発達するが，本州では高山に限られることが示された。また，凍結に



(Dansgaard et al.,1993 に基づく多田,1998のまとめ)

図 2.6-10 グリーンランドの氷床コアに見られるダンスガード-エシガーサイクル

8万年前から1万年前の間に，数百年～数千年のサイクルで酸素同位体比（縦軸）が大きく変動している。1～21の番号は，ダンスガードサイクルの温暖期で，現在に近いほうから番号を振ってある。YD，H1～H6は，主要な寒冷期を示す。

よる岩盤の劣化範囲は表層から20m程度と小さいことが明らかとなった。
氷期・間氷期と言う万年オーダーの変動の他に，数百年から数千年の間隔で起こる急激な気候変動（ダンスガード・エシガーサイクル）も存在する。一つのサイクルの始まりや終わりは急激で，その速度と規模において人為的な地球温暖化よりも大規模な変動である。

地質環境への影響として重要なのは，これらの変動による地下水流動系の変化である。次の氷期には海水準が低下し地下水の動水勾配が大きくなり，地下水の水理や水質の変化が予想される。降水量の変動は，涵養量や地下水位などを変化させるだけでなく，侵食作用の強さを変化させる。また，永久凍土はその形成期には不透水層として働き，一方で融解時に大量の出水を発生させ侵食作用にも影響する。

このような変動やその影響の将来予測はシミュレーションによるところが大きいが，その結果は入力する境界条件に左右される。より確実なシミュレーションのためには，境界条件となる気温・降水量などを精確に求めることが必要である。そのためには，例えば，湖底堆積物の堆積速度の変化やそこに含まれる化石や鉱物の組成など，これまでに提案された環境変動の指標を基に，その変動量を定量化する手法の開発が課題である。

参考文献

Bradley, R. S. (1985) Quaternary Paleoclimatology: Methods of paleoclimatic reconstruction. Allen and Unwin, 472 pp.

Branchon, P. and Shaw, J. (1995)：Reef drowning during the last deglaciation: Evidence for catastrophic sea-level rise and ice-sheet collapse. Geology, 23(1), 4-8.

Brocker, W.S. and Denton, G. H. (1989) The role of ocean-atmosphere reorganization in glacial cycles. Geochem. Cosmoshim. Acta, 53, 2465-2501.

Chappell, J.(1994) Upper Quaternary sea levels, coral terraces, oxygen isotopes and deep-sea temperatures. Jour. Geogr.,. 103(7), p.828-840.

Chappell, J. and Shackelton, N. J. (1986)：Oxygen isotopes and sea level. Nature, 324, 137-140.

Chappell, J.，大村明雄，Esat, T.，Mcculloch, M.，Pandolfi, J.，太田陽子，Pillans, B. (1995)：ヒュオン半島のサンゴ礁段丘から新たに得られた第四紀後期の海面高度と深海底コアの酸素同位体記録との調和．地学雑誌，104（5），777-784.

地学団体研究会編（1996）新版地学事典．平凡社

CLIMAP Project Members (1981) Seasonal reconstruction of the earth's surface at the last glacial maximum. Geol. Soc. America, Map and Chart Ser. MC-36

Dansgaad, W., Johnsen, S. J., Clausen, H.B., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N.S., Hammer, C.U., Hividberg, C. S., Steffensen, J.P., Sveinbjornsdottir, A. E., Jouzel, J. and Bond. G.(1993) Evidence for general instability of past climate from 250-kyr ice core record. Nature, 364, p.218-220.

Dunbar, R. B. and Cole, J. eds.(1993) Coral records of ocean-atmosphere variability. NOAA climate and global change program Special Rept. No. 10, 38 pp.

福沢仁之（1995）天然の「時計」・「環境変動検出計」としての湖沼の年縞堆積物．第四紀研究，34；135-149

福沢仁之（1998）氷河期以降の気候の年々変動を読む．科学，68; 353-360

福沢仁之・藤原　治・大井圭一・山田和芳・加藤めぐみ・小野有吾・伊勢明広・米田茂夫（1997）湖沼・内湾・レス堆積物によるアジアモンスーン変動の高精度復元．月刊地球，19; 463-468

Heller, F. and Evans, M. E. (1995) Loess magnetism. Rev. Geophys., 33; 211-240

Howard, W.R.(1997) A warm future in the past. Nature, 388(31), pp. 418-419.

Imbrie, J., Boyle, E. A., Clemens, S. C., Duffy, A., Howard, W. R., Kukla, G., Kutzbach, J., Martinson, D. G., MaIntyre, A. Mix, A. C., Molfino, B., Morley, J. J., Peterson, L. C., . Pisias, N. G., Prell, W. L., Raymo, M. E, Shackleton, N. J. and Toggweilar, J. R. (1992) On the structure and origin of major glaciation cycles. 1. Linear responses to Milankovitch forcing. Paleoceanography, 7; 701-738.

Imbrie, J., Berger, A., Boyle, E. A., Clemens, S. C., Duffy, A., Howard, W. R., Kukla, G.,

Kutzbach, J., Martinson, D. G., MaIntyre, A. Mix, A. C., Molfino, B., Morley, J. J., Peterson, L. C.,. Pisias, N. G., Prell, W. L., Raymo, M. E, Shackleton, N. J. and Toggweilar, J. R. (1993) On the structure and origin of major glaciation cycles. 2. The 100,000-year cycle. Paleoceanography, 8; 699-735.

IPCC (1995)第7章：R. A. Warrick, C. Le Provost, M. F. Meier, J. Oerlemans and P. L. Woodworth 著：気象庁訳．（IPCC 第二次報告書 地球温暖化の実体と見通し．大蔵省印刷局，598 pp.）

貝塚爽平（1962）Vegetation of the Wurm glacial age and some climatic terraces in Japan,第四紀研究，2，pp. 159-160.

貝塚爽平・成瀬 洋・太田陽子（1985）日本の自然4：日本の平野と海岸．岩波書店，226 pp.

貝塚爽平・鎮西清高 編（1995）新版日本の自然2　日本の山

門村　浩（代表）（1995）湿潤熱帯における過去2万年間の環境変動．平成5-6年度科学研究費一般研究（B）報告書；140 pp.

笠原慶一・杉村　新　編（1978）変動する地球Ⅰ 現在および第四紀（岩波講座地球科学10），296 pp.

加藤めぐみ・福沢仁之・安田喜憲・藤原　治（1998）鳥取県東郷池湖底堆積物の層序と年縞．汽水域研究，5；27-37

小林国夫・阪口　豊（1977）氷河時代を見直す．科学，47: 578-591

MacAyeal, D. R. (1993 a) A low order model of the Heinrich events cycle. Paleoceanography, 8; 767-775

MacAyeal, D. R. (1993 b) Binge / purge oscillations of the Laurentide Ice Sheet as a cause of the North Atlantic Heinrich events. Paleoceanography, 8; 775-784

Maejima, I. (1980) Seasonal and regional aspects of Japan's weather and climate. In the associations of Japanese Geographers ed. Geography of Japan, Teikokushoin, 54-72

Mann, M. E., Bradley, R. S. and Hughes, M. K. (1998) Global-scale temperature patterns and climate forcing over the past six centuries. Nature, 392; 779-787

増田富士雄（1996）地質時代の気候変動．住ほか編　岩波講座11，気候変動論；157-219.

増田耕一・阿部彩子（1996）第四紀の気候変動．住ほか編　岩波講座11，気候変動論；103-156.　岩波書店.

松倉公憲（1994）　地形材料学からみた斜面地形研究における二，三の課題．筑波大学水理実験センター報告，(19)，p.1-9.

松倉公憲（1997）　斜面を構成する岩石・岩盤の風化速度．応用地質，38(4)，p.244-231.

松野太郎（1989）温室効果ガスの増加による気候変化の推定．科学，59；583-592

三浦英樹・平川一臣（1995）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（2），p.189-224.

Nakada, M. and Lambeck, K. (1988) The melting history of the late Pleistocene

Antarctic ice sheet. Nature, 333; 36-40

Nakada, M. and Lambeck, K. (1989) Late Pleistocene and Holocene sea-level change in the Australian region and mantle rheology. Geophys. J., 96: 497-517

Nakada, M., Yonekura, N. and Lambeck, K. (1991) Late Pleistocene and Holocene sea-level changes in Japan: implications for tectonic histories and mantle rheology. Palaeogeography, Palaeoclimato logy, Palaeoecology, 85: 107-122

中田正夫・前田保夫・長岡信治・横山祐典・奥野淳一・松本英二・松島義章・佐藤裕司・松田　功・三瓶良和（1994）ハイドロアイソスタシーと西九州の水中遺跡. 第四紀研究，33：361-368

中川慎治・行本誠史・本井達夫・杉　正人（1997）気候変化予測. 西岡・原沢編　地球温暖化と日本　自然・人への影響予測. 1-35，古今書院

仲山智子（1995）北海道・大雪山における最終氷期以降の永久凍土の厚さの変化の推定. 氷雪，57；125-132

日本第四紀学会編（1987）日本第四紀地図. 東大出版会

西　弘嗣・酒井治孝（1997）インド洋の古海洋変動とヒマラヤ山脈のテクトニックイベントの対応. 地質学雑誌，103; 313-327

大場忠道・木村明雄・加藤道雄・北里　洋・小泉　格・酒井富三郎・高山俊明・溝田智俊（1984）：古環境変遷史，月刊地球，63, pp. 571-575.

Oeschger, H. and Langway, C. C. eds. (1989) The environmental record in glaciers and ice sheets. Wiley, 400 pp.

小野有五（1990）：北の陸橋，第四紀研究会 Vol. 29，3: 183－192.

Ono Y.(1991)：Glacial and Periglacial Paleoenvironments in the Japanese islands, The Quaternary Research, Vol. 30, No. 3, pp - 203－211.

小野有五（1993）先史モンゴロイドを探る－最終氷期の東アジアの古環境－. 学術月報，46 (5) :61－65.

Ono, Y and Naruse, T. (1997)：Snowline elevation and eolian dust flux in the Japanese islands during isotope stages 2 and 4, Quaternary International, 37, pp. 45-54.

Rea, D. K. (1994) The paleoclimatic record provided by eolion deposition in the deep sea: The geologic history of wind. Rev. Geophys., 32, 159-195

Ruddiman, W. F. and Kutzbach, J. E.(1989) Forcing of late Cenozoic northern hemisphere climate by plateau uplift in southern Asia and American west. J. Geophys. Res., 94, 18409-18427.

斎藤文紀（1997）日本周辺における最終氷期以降の古環境研究の課題－「第四紀の大陸棚（IGCP396）に関連して－. 月刊地球，19: 589-593

Shackleton N. J. (1987)：Oxygen isotope, Ice Volume and Sea Level, Quaternary Science Reviews Vol. 6, pp. 183-190.

SKI (Swedish Nuclear Power Inspectorate) (1995) The central scenario for Site-94: A climate

change scenario. SKI Rep. 95: 42, 134 p.

Sugai, T, (1992) : River terrace development by concurrent fluvial processes and climatic changes, Geomorphology, 6, pp. 243-252.

多田隆治（1997）最終氷期以後の日本海および周辺域の環境変遷．第四紀研究，36, p.597-605.

多田隆二（1998）数百年～数千年スケールの急激な気候変動－Dansgaad-Oeschger Cycleに対する地球システムの応答－．地学雑誌，107(2)，218－233.

Tiedemann, R., Sarnthein, M. and Shackleton, N. J. (1994) Astronomic timescale for the Pliocene Atlantic δ ^{18}O and dust flux records of Ocean Drilling Program site 659. Paleoceanography, 9; 619-638

高木俊男・藤原　治（1997）後氷期における岩石海岸の侵食速度について．応用地質学会中部支部研究発表会要旨集.

内山　隆（1998）関東地方の植生史．安田・三好編 図説日本列島植生史：73-91．朝倉書店

歌田　実(1979)　風化作用とその生成物．岩波講座　地球科学5　地球表層の物質と環境，　岩波書店，p.10-22.

Winogarad, I. J., Coplen, T. B., Landwehr, J. M., Riggs, A. C., Ludwig, K. R., Szabo, B. J., Kolesar, P. T. and Revesz, K. M. (1992) Continuous 500,000-year climate record from vein calcite in Devils Hole, Nevada. Science, 258, 255-260

矢野牧夫（1987）北海道の古植生，伊藤浩司編 北海道の植生，p. 283-331，北大図書刊行会

柳町　治（1992）現在の日本における周氷河帯およびその推移帯と永久凍土帯との関係．地理学評論，65A-2: 143-157

安田喜憲（1985）最終氷期の気候変動と日本旧石器時代－花粉化石から見た－地学雑誌，94; 586-594

安成哲三（1987）ヒマラヤ造山とモンスーン成立をめぐる諸問題．　月刊地球，9，685-690.

第III章

わが国における地質環境の特性

第III 章 わが国における地質環境の特性

1.3 で述べたように，わが国においては，当面，地層処分の場としての地質環境を幅広く想定しておくことが国の方針となっており，地域や岩種を特定することなく，わが国の地質環境の一般的な性質を理解し，地層処分の場の条件として整理することが期待されている。

第1次取りまとめにおいては，わが国における地質環境の特性を理解する上での基盤的な情報として，地質・地質構造，地形，岩石，地下水，地下資源などに関する既存の知見を取りまとめた。また，土木工学などの分野に蓄積された文献を調査することにより，地下水の水質や岩盤の物性などに関するデータを整理した。第1次取りまとめ以降は，実測データが不足しているとの国の評価を踏まえ，東濃地域および釜石鉱山での地層科学研究を拡充することにより，必要な調査技術の開発を進めるとともに，地下坑道やボーリングを利用した調査試験に基づく情報および知見の蓄積を図ってきた。東濃鉱山の地下坑道は新第三紀堆積岩中（深度約 130m）に掘削されており，また，釜石鉱山では白亜紀花崗岩中に掘削された地下坑道（深度約 300m と 700m）を利用した。さらに，東濃鉱山の周辺では，新第三紀堆積岩の基盤岩である白亜紀花崗岩を対象に，地下 1,000m までの深部地下水の調査を実施した。なお，新第三紀堆積岩および白亜紀花崗岩は，いずれもわが国に広く分布する代表的な岩石である。

本章においては，前章で述べたように地層処分の観点から安定な地質環境が確保された上で，地層処分システムの設計や性能評価にとって重要となる地質環境の特性に焦点を絞り，主に第1次取りまとめ以降に実施した調査研究の内容とこれまでに得られた情報や知見を取りまとめる。まず，地質環境の特性に関する研究の課題を明確化して置く観点から，3.1 節として，地層処分にとって重要となる地質環境の特性について概括的に議論する。その上で，3.2 節以下，地質環境の各特性ごとに，調査研究の課題，実施内容，成果などをまとめる。

3.1 地質環境の特性に関する研究

3.1.1 地層処分にとって重要な地質環境の特性

天然現象や地下資源などとの関係で安定な地質環境を確保した上では，多重バリアシステムにとって重要な条件に着目して地質環境をとらえる必要がある（図 3.1-1）。多重バリアシステムにおいて，地質環境には，人工バリアにとって適切な設置環境を提供するとともに，それ自体が天然バリアとして機能することが期待される。

人工バリアの設置環境については，処分施設および人工バリアの建設・施工性と人工バリアの品質維持の両面からとらえる必要がある。前者に関しては，空洞の安定性や作業環境の観点から，岩盤の熱および力学に関する特性（場としての地温と応力状

態および媒体としての諸物性）が重要となる。後者に関しては，オーバーパックの腐食やガラスおよび核種の溶解との関係で地下水の地球化学特性と流動が，また，緩衝材の熱変質との関係で岩盤の熱的な特性が重要となる。一般的には，地下水が還元的でその動きが遅いことなどが，人工バリアの劣化や核種の溶解・運搬を抑制する観点から好ましい条件といえる。また，岩盤に関しては，熱的には地温が低く熱伝導性が高いこと，また，力学的には応力やその異方性が小さく十分な強度が得られることなどが好ましい条件といえる。

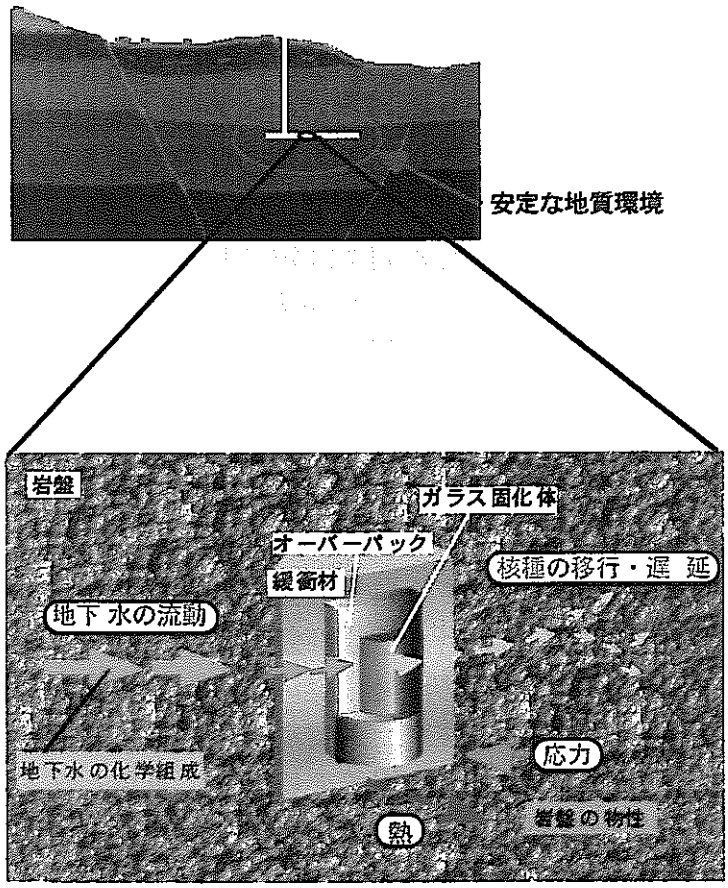


図 3.1-1 多重バリアシステムにとって重要な地質環境の特性

一方，天然バリアとしての機能にとっては，人工バリアの設置環境としての条件に加えて，地下水を媒体とする岩盤中での物質移動に着目する必要がある。地下水によって岩盤中を運ばれる物質は，その過程で鉱物による収着現象や岩石マトリクス中での拡散現象などにより遅延されることが期待される。

以上のように，地層処分の観点から重要な地質環境の特性としては，①地下水の流動特性，②地下水の地球化学特性，③岩盤の熱・力学特性および④岩盤の物質移動特性が挙げられる。また，これらの基盤的な情報として地質構造にも留意する必要があ

る。以下，これらの項目ごとに地層処分の観点から着目すべき要素や一般的な知見などをまとめる。

1) 地質構造

岩盤を構成する岩石の種類や分布・連続性，断層や割れ目の性質と分布などは，岩盤の性質だけではなく，地下水や物質の移行経路の構造やその中での地下水と岩石との化学的な反応などを支配している。したがって，次に述べるような地層処分にとって重要な岩盤と地下水の特性を理解するに際しては，地質構造との関係を十分に認識しておく必要がある。とくに，地下水や物質の移行経路となる大小様々な地質構造要素に着目して，その物理的な構造や化学的な性質をとらえることが重要である。

1.2 に述べたように，わが国においては，活発な地震・断層活動，火山活動，地殻変動などの変動帯としての特徴を反映して，地質構造は一般的に複雑である。わが国では，数多くの火山とその噴出物が広く分布しており，また，地層や岩体は構造線（大規模な断層）に分断されたり，褶曲構造や断層によって変位や変形を被っていることも多い。一方，地質の構成は，安定な地質環境の観点から火山地域などを除くと，古い時代の堆積岩層や花崗岩などの結晶質岩体を基盤岩とし，それを新しい堆積岩層や未固結の堆積物が覆っているのが一般的といえる。ただし，基盤岩を覆う堆積岩層や未固結岩層の厚さは，地域によって大きく異なり基盤岩が地表に露出している地域もある。

2) 地下水の流動特性

地下水の動きは，緩衝材および岩盤中での核種の移行を左右する重要な要素であり，さらに，その水質とともに，オーバーパックの腐食速度やガラスおよび核種の溶解速度を支配する。また，地下水の動きが大きい場合には，緩衝材自体の物理的な安定性に影響を及ぼすことも考えられる。

岩盤中に含まれる地下水の動きは，主に動水勾配と岩盤自体の透水性に支配されている。このうち，動水勾配は地形に強く依存するが，深部地質環境中では，地表付近に比べて局所的な地形の影響が少ないため動水勾配は緩やかになると考えられる。また，深度が深くなるにしたがって地圧が大きくなるため，岩盤の透水性も地表付近に比べて小さくなることが想定される。ただし，岩盤の透水性は，地下水の通り道となる間隙（岩石を構成する粒子間隙や岩盤中に発達する割れ目など）の構造に依存しており，その分布形状や性質は，岩盤の種類やその岩盤が形成されてから現在までに被った様々な地質学的な過程を反映している。一般に，新しい時代の堆積岩のように固結度が低く多孔質の岩石は粒子間隙が主要な移行経路となり，古い堆積岩や結晶質の岩石（火成岩と変成岩）のように固結度が高く緻密な岩石では割れ目が主要な移行経路となると考えられる。前者については岩石の平均的な透水性とその岩盤としての異

方性・不均質性が，また，後者については割れ目の透水性とその空間的な分布（連続性・連結性）が，岩盤中の地下水の動きを支配する主要な要素となる。

広域的な地下水の動きは，その地域の地質構造や地理的条件（地形，気候など）に依存していると考えられる。地質構造としては，とくに選択的な地下水移行経路となり得る断層破砕帯や割れ目帯が重要な要素となる。地理的条件としては，動水勾配や地下水の涵養量を左右する起伏・勾配，河川系の分布などの地形条件，降水量や蒸発散量に関する気候条件が重要である。日本列島の地形は，大局的に南北に延びる弧状の脊梁部分から海洋に向かって，山地－丘陵－平野（台地と低地）－海域に移行するが，山地や丘陵が直接，海に面していることが多く，山地には盆地が，海域には島が存在する。また，海岸付近の地下では降水起源の地下水（淡水）と海水起源の地下水（塩水）が接しており，淡水側と塩水側では地下水の挙動は異なると考えられる。さらに，2.6 節で述べたように，海水準変動に伴って塩水域と淡水域の分布が変化することも考えられる。

3) 地下水の地球化学特性

地下水の地球化学特性は，オーバーパックの腐食およびガラスや核種の溶解に影響を及ぼすほか，緩衝材の化学的な安定性や緩衝材および岩盤中での核種・鉱物・地下水の相互反応を支配する重要な要素である。とくに，酸化還元状態は，オーバーパックの腐食速度およびガラスや核種の溶解速度を大きく左右する。

地下水の水質は，起源となった水の性質とその水と岩石との反応によって形成される。地下水の起源は，一般には降水であるが，わが国においては，海岸付近では海水起源の地下水，また，火山地域ではマグマに由来する地下水の存在が考えられる。これらは，降水起源の地下水に比べて一般に溶存成分の濃度が高いと考えられる。なお，安定な地質環境の観点から火山地域を回避することにより，マグマによる地下水への影響は排除できると考えられる（2.4 節参照）。一方，地下水と土壌や岩石との主な反応としては，溶解・沈殿やイオン交換などが考えられる。したがって，地下水の起源や母岩（その地下水を含んでいる岩盤）の鉱物・化学的な組成がわかれば，これに基づいて，地下水の水質をある程度推定することは可能である。このような観点から，地下水の地球化学特性に関しては，水質だけでなく，その起源・年代や母岩の鉱物・化学的な性質などに関する情報とあわせて検討していくことが重要である。とくに，地下深部に浸透する地下水はその過程で，土壌や岩盤中に含まれる有機物や硫化物などとの反応により，酸素を消費し還元されていく。このため，母岩やその被覆層中におけるこのような還元物質の存在は，地下水の地球化学特性を特徴づける重要な要素となる。なお，わが国においては一般に岩盤は土壌に覆われているが，森林限界以上の高山では土壌層がほとんど形成されていないところもあり，また，2.6 節で述べたように将来，気候が寒冷化するに伴ってこのような地域が拡大する可能性もある。

4) 岩盤の熱・力学特性

岩盤の熱および力学に関する特性は，人工バリアや処分施設の設計・施工条件となる重要な要素である。岩盤の熱的な特性は処分場の温度環境や人工バリアの化学的な反応に影響を及ぼす。とくに，緩衝材の化学的な安定性はその品質維持にとって重要である。また，力学的な特性は，処分場の建設・操業時における空洞安定性やオーバーパックおよび緩衝材の力学的な安定性の評価に必要な情報であるこれらのうち岩石の物性に関し，土木工学の分野では，主に強度に着目して岩石を大きく硬岩と軟岩に区分しており，一般に，新第三紀以降の堆積岩は軟岩，古第三紀以前（先新第三紀）の堆積岩と結晶質岩（火成岩と変成岩）は硬岩とされている。

なお，岩盤の特性は，処分場の建設に伴う坑道の掘削によって変化するため，とくに，人工バリア近傍の特性として，坑道掘削の影響に関する情報も重要である。

5) 岩盤中での物質移動特性

岩盤中での物質移動は，天然バリアとしての岩盤の機能に直結するものである。物質の移動をもたらす主要な原動力は地下水の動きであるが，物質移動においては，単に動水勾配に沿った流れ（移流）だけでなく，濃度勾配によって物質が岩盤のマトリクス中へ拡散する現象（マトリクス拡散）をとらえることも必要である。また，地下水を媒体として移動する過程で，物質が分散したり，鉱物の表面に収着するような現象にも注目すべきである。収着能力は鉱物によって異なり，とくに雲母鉱物や粘土鉱物は，石英や長石などに比べて物質を収着する能力が高いことが知られている。物質移動に関しては，粒子間隙や割れ目などの移行経路となり得る地質構造要素に着目して，その物理的な構造と化学的な性質の双方について検討することが重要である。

3.1.2 地質環境の特性に関する情報の整理

前節に述べたような地層処分にとって重要な岩盤と地下水の各特性は，その地域の地質構造や地理的な条件に依存するところが大きい。例えば，地下水の流動や岩盤の熱・力学特性においては，岩石の物理的な性質や間隙構造などの空間的な分布（異方性，不均質性，不連続性）が重要であり，地下水の地球化学や物質移動にとっては，これらに加えて，岩石の鉱物・化学的な性質とその空間的な変化が重要となる。すなわち，地質構造に関する情報が，これらの特性を把握する上での基盤情報となる。とくに，顕著な不連続面となり得る断層破砕帯や不整合面などの分布や性状は，いずれの特性にとっても重要な地質構造情報である。さらに，地下水の流動にとっては，動水勾配や地下への涵養量を規制する地形条件や気候条件も重要である。また，岩盤の熱・力学特性としては，岩石の物性情報に加えて，その場の地温や地圧の分布が重要となるが，これらは日本列島規模での地質構造－マグマの分布やプレートの運動などーに関連するものである。したがって，地質環境の各特性を具体的に把握する上では，

その場の地質構造や地理的条件を明らかにすることが，まず必要である。しかし，対象とする場を特定せずに，このようなアプローチをとることは難しく，一方，わが国の地質環境を広く視野に入れて研究開発を行うべき現段階において，限定した場の地質環境を前提に研究開発を進めるのは適切ではない。

地質環境の特性に関する研究においては，多重バリアシステムにとって重要な地質環境の各特性ごとに，わが国における一般的な傾向や多様性を理解し，その上で具体的な情報を処分システムの設計解析や性能評価研究に反映することを目標に，東濃地域および釜石鉱山で実施している地層科学研究ならびに地球科学や土木工学などの関連する分野に蓄積されている文献を通して得られた知見・情報の整理を試みた。整理に当っては，わが国の地質構造や地理的条件の多様性についても考慮できるよう，表3.1-1のように岩石の種類や深度，地形などとの関係に留意した。

表3.1-1 地質環境の特性に関する情報の整理

	岩 種	深 度	地形・地域など	主な根拠
地下水の流動特性	透水係数と岩種との関係[1),2)]	動水勾配と深度との関係[2)]	動水勾配と地形との関係[3)]	1) 文献データ 2) 東濃地域および釜石鉱山での実測データ 3) 文献情報の解析
地下水の地球化学特性	岩種と水質との関係[1),2)]	深度による水質変化[1),2)]	降水起原[1),2)]と海水起原[1)]	1) 文献データ 2) 東濃地域および釜石鉱山での実測データ
岩盤の熱・力学特性	物性と岩種との関係[1),2)]	地圧と深度との関係[1),2)] 地温勾配[3)]	地温勾配の全国分布[3)]	1) 文献データ 2) 東濃鉱山および釜石鉱山での実測データ 3) 文献情報の解析
岩盤の物質移動特性	鉱物と収着能力との関係[1)] 移行経路と岩種[1)]			1) 東濃鉱山および釜石鉱山での観察・試験

このうち，岩種に関しては，地層処分の観点から，大きく結晶質岩と堆積岩に分けられるが，処分システムの設計解析や性能評価研究に必要となる地質環境パラメータの分布範囲をより的確に把握する観点から，以下の6つのタイプに区分した。

①酸性（珪長質）の結晶質岩（火成岩・変成岩）
②塩基性（苦鉄質）の結晶質岩（火成岩・変成岩）
③先新第三紀（古第三紀以前）の堆積岩（砂質岩）

④先新第三紀（古第三紀以前）の堆積岩（泥質・凝灰質岩）
⑤新第三紀以降の堆積岩（砂質岩）
⑥新第三紀以降の堆積岩（泥質・凝灰質岩）

なお，岩石の物理的・化学的な性質は連続的に変化するものであり，また，地質環境の特性と岩種との関係は必ずしも単純ではない。上記の区分は，地質環境の特性に関する研究の成果を，できるだけ具体的な情報として，処分システムの設計解析や性能評価研究に反映する観点で，作業仮説的に設定したものである。設定に際しては，以下のように地質環境の条件として重要で，かつ岩種による違いが比較的明瞭な性質に着目した（3.1.1 参照）。

－岩盤の熱・力学特性や地下水の流動特性にとって重要な岩石の物性に着目すると，堆積岩は固結度の高い（古い）堆積岩と固結度の低い（新しい）堆積岩に大別できる。前者は，比較的に，強度が高く，緻密（粒子間隙が少ない）で割れ目が発達しやすい。後者は，強度が低く，多孔質（粒子間隙が多い）で割れ目は比較的少ない。両者に明瞭な境界はないが，土木工学の分野で用いられている硬岩（主に，古第三紀以前の堆積岩）と軟岩（主に，新第三紀以降の堆積岩）の分類が目安となる。
－地下水の地球化学特性や物質の収着能力にとって重要な岩石の鉱物・化学組成に着目すると，結晶質岩は酸性岩（珪長質岩）と塩基性岩（苦鉄質岩）に，また，堆積岩は収着能力の高い雲母や粘土鉱物を比較的多く含む泥質・凝灰質岩と，一般に石英や長石，岩片の割合が大きい砂質岩とに，それぞれ大別することができる。

3.2 地質構造

3.2.1 わが国における地質構造の特徴

日本列島（伊豆―小笠原諸島や西南諸島などを含めた日本の国土全体の意味で用いた）は，太平洋を取り囲むようにして発達する環太平洋造山帯の一部であり，世界中でも変動の激しい地域のひとつである。日本列島の本州中央部には3,000mを超える山々が形成され，日本列島は起伏の激しい地域となっており，国土の約3/4を丘陵地や火山を含めた山地地域が占めている。このような，わが国の一般的な地質・地質構造およびこれを構成する岩石の種類や特性については，第1次取りまとめに整理されている（動燃事業団，1992）。

わが国は地質学的には，4つのプレートの接する位置にあり，わが国の地質構造の形成もこのプレート運動と密接に関わっている。例えば，先新第三紀（古第三紀以前）の地質構造は，顕著な地質構造線によって基盤を形成する地層や岩体が境されるという特徴を有する。とくに，日本列島を地質上大きく区分しているのは，糸魚川―静岡構造線であり，これにより東北日本と西南日本に分けられる。また中央構造線により，大陸側の内帯と太平洋側の外帯とに区分される。これらの古い地層には，砂岩・泥岩を主体とし石灰岩やチャートを挟む海性の堆積岩と，これらの地層中に貫入してできた花崗岩類が主に含まれる。花崗岩類は，北海道から九州まで広く分布し，その約70%は，白亜紀～古第三紀に形成されたものである（Ishihara and Sasaki，1991）。

一方，新第三紀以降の地質構造は，現在の島弧ー海溝系の発達と関係が深く，層序学的な地層の分布にもそれが反映されている（大槻，1989；天野・佐藤，1989）。これらの地層は，概して言えば，東北日本を主体に分布するグリーンタフと西南日本外帯の中部地方から瀬戸内地方にかけて広く分布する砂質～凝灰質な地層に分けられる。これらの地層に見られる構造は，比較的単純で緩やかなしゅう曲と，小規模の断層が主な要素となっている。

わが国の地質構造の特徴としては，このように古い堆積岩とそれを貫く花崗岩などの結晶質な岩体からなる基盤岩が露出，あるいはそれらを新第三紀以降の堆積岩層や未固結の堆積物が覆っているのが，一般的な地質の構成といえる（図 3.2-1）。

このような地質構造は，地下深部の水理や水質などの地質環境特性を理解するための基礎的な情報となるものである。例えば水理学的には，地表付近を未固結な岩相が覆っているか否かによって，降水による涵容量に変化が生じると考えられ，最終的には地下深部の地下水流動にも影響を及ぼすことが想定される。また，水質に関しては，地表付近の未固結層（一部表土を含む）中の有機物等の有無や，基盤岩の鉱物組成や化学的成分がその性質の形成プロセスに深く関与していることが考えられる。

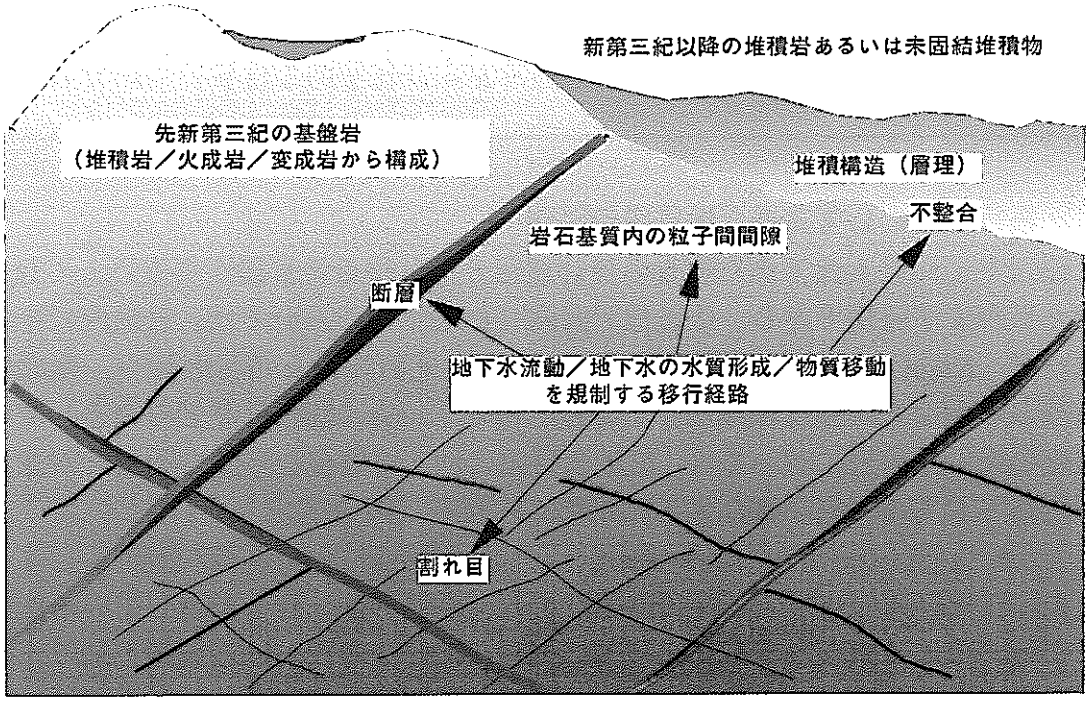


図 3.2-1 地層処分の観点からみた地質構造

移行経路としての地質構造は，層理や粒子間間隙といった岩石が形成された時点で備わっている初生的な構造と，割れ目や断層などのような岩石の破壊や切断によって形成される二次的な構造とに分類される。

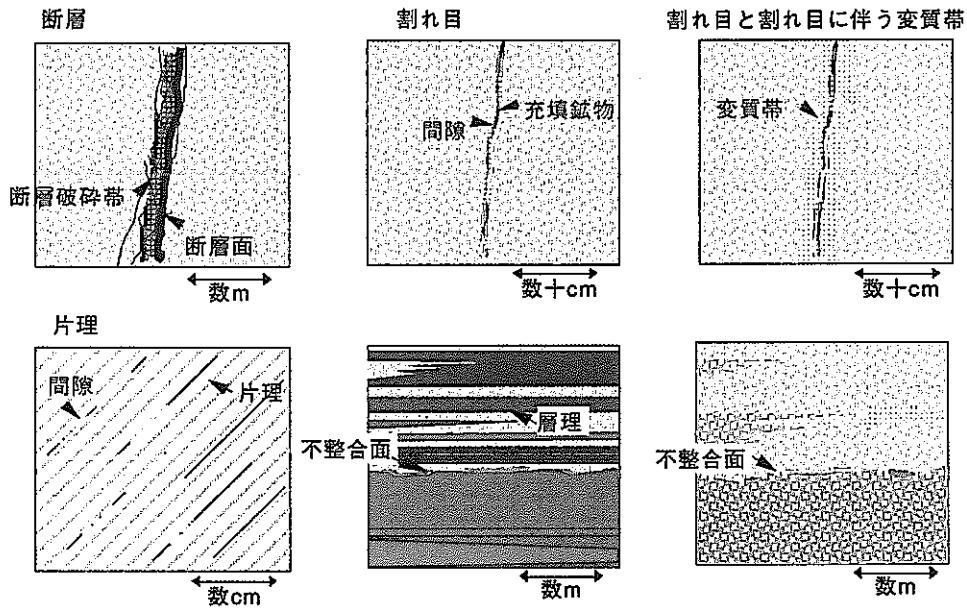


図 3.2-2 移行経路となる地質構造

地下深部には，断層，割れ目，片理や不整合面等といった大小さまざまな移行経路として重要な地質構造が存在する。地下深部における地下水の性質や物質の動きを理解する上で，それらの移行経路の物理的および化学的特性を把握することが重要である。（長さのスケールは一般的な目安）

これらの地下水の動きや水質の形成は，岩盤内に存在する移行経路としての地質構造が重要と考えられることから，とくに本項では，地下水や物質の移行経路として重要な地質構造要素に着目し，それらの構造的および化学的な性質についての知見を取りまとめる。

3.2.2 移行経路として重要な地質構造要素

基盤岩中における地下水や物質の移行経路となり得る地質構造要素としては，断層や割れ目がまず重要である。その他，固結した基盤岩においては，岩脈内に生じている割れ目（Nagra, 1994）や岩脈と接している上下の岩盤との接触面や，変成岩に認められる片理などが移行経路として機能し得る。一方，割れ目などの発達していない固結度の低い堆積岩においては，粒子間間隙に加えて層理や不整合面などが選択的な移行経路としての役割を果たすことが考えられる（図 3.2-2）。

また，移行経路の化学的な性質に関しては，断層や割れ目を充填している熱水変質等によって形成された粘土鉱物の吸着能力や，移行経路における鉱物と地下水との水－岩石反応などに着目する必要がある。これらの現象については，ナチュラルアナログ研究などの事例を活用して，長期的な挙動を理解することも重要である（Chapman et al., 1984）。

これらの移行経路としての地質構造には，初生的な構造要因により岩石の生成時に発生したものと，断層などのように二次的な構造要因によって岩石の生成後に発生したものとがある。以下に，初生的な構造要因によるものと，二次的な構造要因によるものとに分けて述べる。

1) 初生的構造要因による移行経路

初生的な移行経路としては，層理，不整合面，片理および岩石中の粒子間間隙が挙げられる。

層理は，堆積物を構成する材料の不均質な分布によって一般的に生じる堆積構造である。とくに，堆積層毎の構成物が物理的に著しく異なる場合，層理が明瞭になるとともに，物理的性質の違いから層理において割れ目を形成しやすくなり，その割れ目が移行経路として機能することとなる。

不整合面は，上述したような基盤岩を堆積岩層が覆う場合の両者の境界面に相当する。一般に，不整合面で接する上下の岩石の間隙率や透水性などが異なることから，その物理的性質の差によって，不整合面付近が移行経路として機能することとなる。このような例は，次の3.3節で述べるように東濃地域における地下水流動研究の成果としても示されている。

片理は，変成岩に一般的に認められるものであり，ミリメートルオーダーの縞状構造として特徴づけられる。これは，変成作用によって生成された雲母類のような片状の微小鉱物が，縞状に配列することによって生じる構造である。片理に伴っては，無数の片理面が形成され，この片理が剥離することによって，移行経路として機能することとなる。片理は，不整合面に比べて側方向への連続性が乏しく，巨視的な観点での選択的な移行経路に発達することは少ない。

これらの不連続面のほか，ほとんどの岩石に普遍的に存在する粒子間間隙は，微視的なスケールでの移行経路となり得る初生的な構造である。基盤岩をなすような固結度の高い岩石の場合には，一般にこのような間隙の割合は低く，花崗岩のような結晶質の岩石では１％を下回る場合もある（例えば，佐藤ほか，1992；山口ほか，1997）。一方，基盤岩を覆うような新第三紀以降の堆積岩では，間隙率が30～40%以上に及ぶ場合がある。そのような岩石中では，構成鉱物の粒子境界を中心に間隙が形成されており，それらが網目状に発達する（例えば，高橋ほか，1992；Yoshida，1994）。

例えば，東濃ウラン鉱床地域の新第三紀堆積岩中においては，実際にこのような鉱物粒界が移行経路として機能したことを示す事例が確認されている（Yoshida et al.，1994）。とくに，これらの鉱物粒界を移動したウランは，鉱物表面や鉱物内のさらに微小な間隙に取り込まれ，濃集されることが示されている。これまでの調査からは，黒雲母や粘土鉱物，あるいは鉄酸化鉱物といった岩石中に普遍的に存在する鉱物が，ウランの吸着材として高い機能を有していることが明らかにされており（例えば，Yusa et al.，1993），これらの微視的な移行経路沿いの鉱物は，ウランと同様にネプツニウム（例えば，Nakayama and Sakamoto，1991），アメリシウム（例えば，Allard，1982），セシウム（例えば，Sakamoto et al.，1996）などの他の核種に対しても同じように吸着性能を発揮するものと考えられる。

一方，微視的な間隙構造を有する岩石内に割れ目が形成されると，その割れ目と微視的な間隙が連結することによって，割れ目面から岩石の基質（マトリクス）中へ，地下水を介して物質が拡散しやすくなる。このような現象はマトリクス拡散と呼ばれ（例えば，Neretnieks，1980），重要な核種遅延機能のひとつとみなすことができる（例えば，SKB，1992）。このような割れ目周辺の微視的構造については，国際的に研究が進められつつある（例えば，Alexander et al.，1996）。わが国では釜石鉱山において，割れ目の詳細な構造が調べられており，割れ目面からのマトリクス拡散が実際に生じていることが，ナチュラルアナログ研究によって明らかにされている（Ota et al.，1997）。

2) 二次的構造要因による移行経路

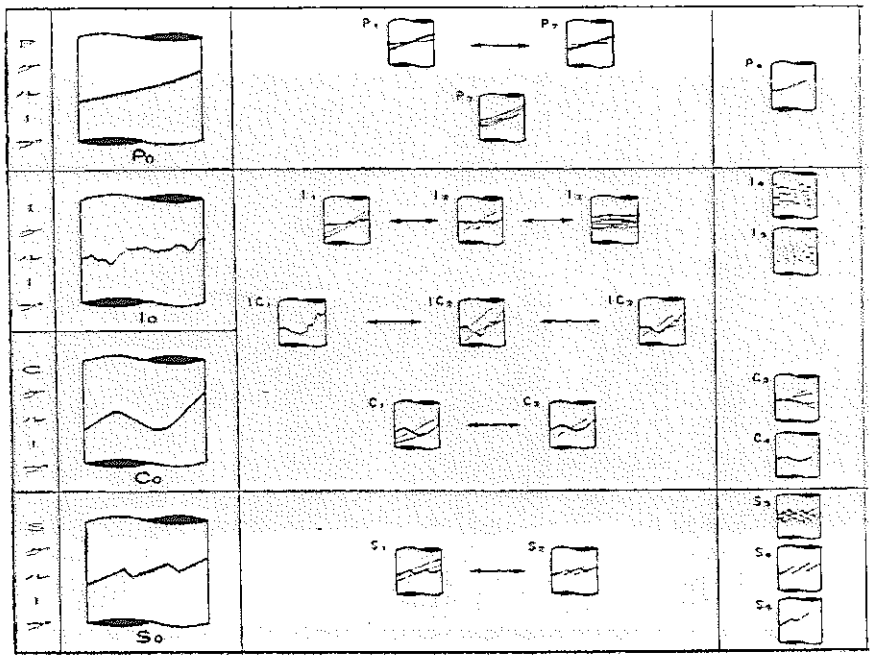
岩石の生成後に発生した二次的な移行経路としては，断層と割れ目が挙げられる。これらの構造の特徴としては，岩石が有する初生的な構造に依存することなく，直線的で比較的連続性が良いこと，および破砕物質や粘土鉱物が移行経路内を充填していることなどが挙げられる（田中・井上，1995）。このような充填物質は，地下水や核種との化学的な反応に重要な役割を果たすと考えられている（例えば，McKinley and Hadermann，1984）。

断層は，移行経路となる構造要素の中で最も連続性が高い。規模の大小を問わず断層破砕帯を伴っており，断層破砕帯は破砕角礫や断層粘土で構成されている（例えば，金折ほか，1988）。顕微鏡下での詳細な観察では，岩石を構成する石英や長石などの鉱物粒子が細粒化したり網目状の微小な割れ目が，複数の構成鉱物の結晶粒子にまたがって連続して認められたりする。これらは微角礫（microbreccia），癒合帯（healed zone），鉱物充填割れ目（mineral-filled crack）と言った構造に分類される。

このような破砕体内の充填構造を有する断層は，水理学的に必ずしも選択的な移行経路として機能するわけではない。例えば東濃ウラン鉱床に存在する月吉断層は，遮水帯として機能していることが水理学的に確認されており（尾方ほか，1996），また，物質移動の観点からも，この断層がウラン鉱体をずらしている部分において，断層粘土の効果によって，ウラン系列核種がほとんど移動していないことを示唆する知見が得られつつある（Shinjo et al.，1997）。

割れ目は，結晶質の岩石や固結度の高い堆積岩では普遍的に存在し，形態的な特徴に基づいて分類することが可能である（図 3.2-3：吉田ほか，1989）。これらの割れ目の分布密度や形状などは，岩石の種類や場所によって異なっており（井尻ほか，1999（準備中），図 3.2-4），これに応じて，ネットワークの空間的な広がりや移行経路としての性質が決まると考えられる。このような割れ目のうち，水みちとなる割れ目においては割れ目内が鉱物によって充填されていることが多く，例えば，釜石鉱山の花崗岩の場合には，固結した後の外力によって割れ目が形成され，その後，地下水（あるいは熱水）との反応によって割れ目内充填鉱物が生成したことが確認されている（Osawa et al.，1995；サイクル機構，1999）。また，図 3.2-5 および 3.2-6 に示すように，水みちとなっている割れ目に沿って変質帯が形成されていることも多い。

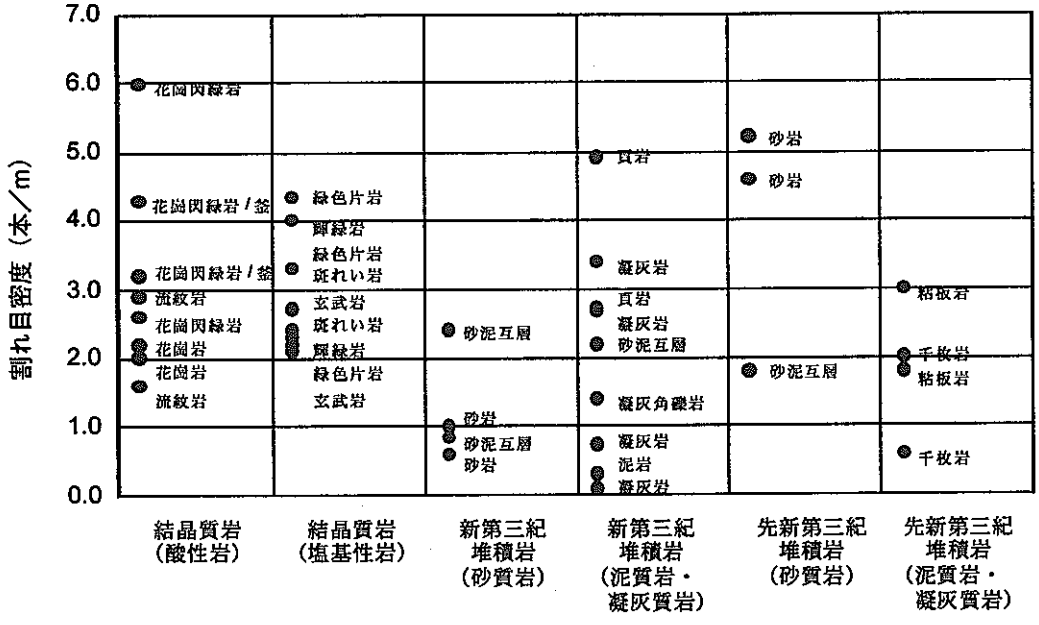
釜石における地下深部での既存坑道を用いた割れ目調査の結果，割れ目は，花崗岩体が形成されて間もない時期にそのほとんどが形成されており，割れ目充填鉱物の年代測定値からは，最近の新たな割れ目の形成は考えにくいことが示されている。地下水は，基本的にこれらの割れ目を選択的に流れることによって岩盤を構成する鉱物と反応し，化学的な性質が変化していくものと考えられる。割れ目沿いに形成された赤



（吉田ほか，1989より）

図 3.2- 3 結晶質岩ボーリング試料に認められる割れ目構造

東濃地域における花崗岩を対象にした割れ目調査によって同定された主な割れ目形態を示す。



（井尻ほか，1999より）

図 3.2-4 岩種毎の露頭調査による割れ目密度

日本各地における鉱山および地表露頭での割れ目調査を実施した。岩種によってばらつきがあるものの，２～３本／m程度の割れ目密度を有する。

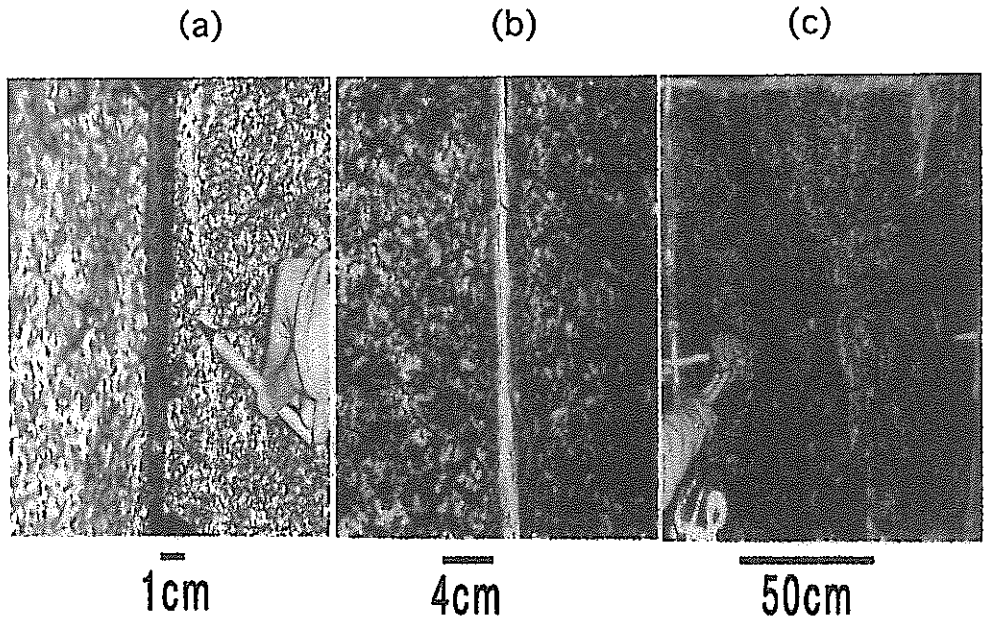
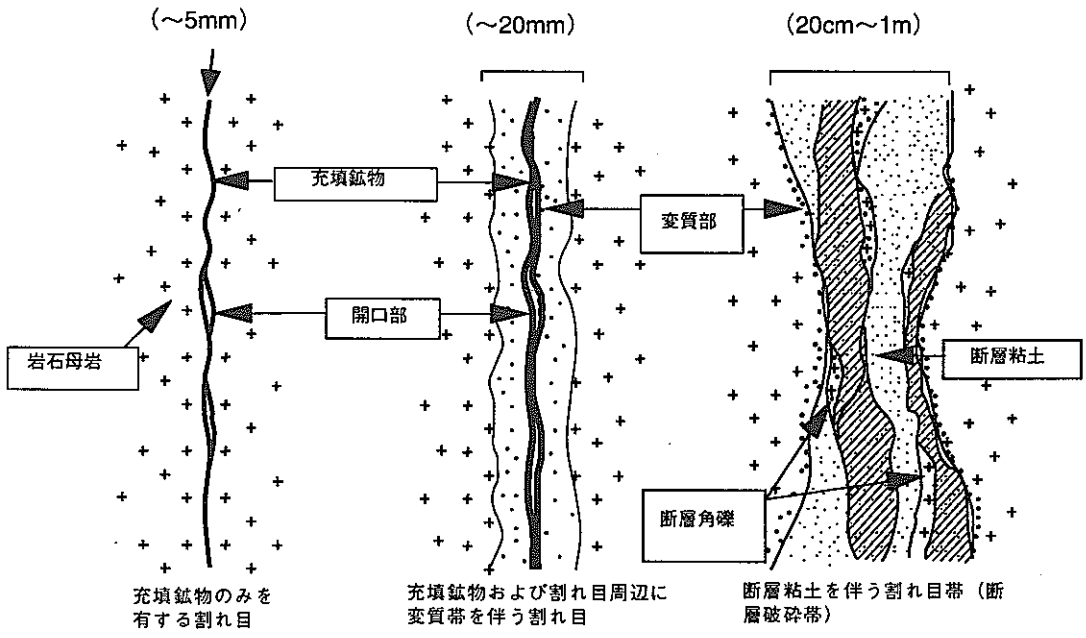


図 3.2-5 釜石原位置試験場で認められる主な割れ目写真

地下深部においては，単一割れ目（a）から変質帯を伴う単一割れ目（b），そして一部断層破砕帯を有する割れ目帯（c）へと割れ目構造が変化していくことが確認されている。



(Osawa et al., 1995より)

図 3.2-6 釜石原位置試験場で確認される主な割れ目構造

釜石原位置試験場では，これらの割れ目（帯）が主な移行経路として観察される。地下深部の地質環境を把握する上で，このような移行経路としての構造の特徴を理解しておくことが重要である。

褐色の変質も岩体が形成された初期の段階に熱水が割れ目を選択的に透過したことによるものと考えられ，その証拠として約200～300℃程度で一般に形成されると思われる緑簾石などの割れ目充填鉱物が認められている。

これらの割れ目は，互いに連結してネットワーク構造を構成することによって，移行経路としての機能を果たすことが認められている。このようなネットワーク構造の理解は，天然バリアの核種移行解析を行う上で重要である（例えば，NEA，1991）。次項においては，既往の文献，釜石鉱山における原位置調査試験および野外露頭・鉱山坑道での調査に基づき，性能評価上重要と考えられる割れ目に関するデータについてまとめる。

3.2.3 割れ目に関する実測データ

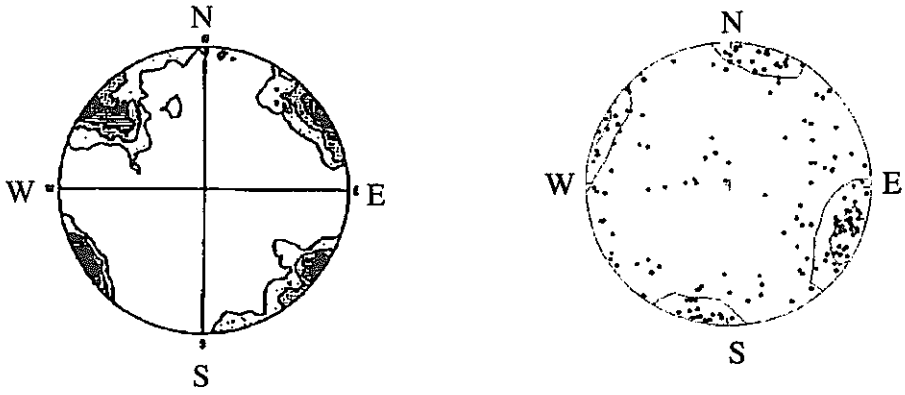
1) 割れ目のスケールと方向分布

一般に割れ目や断層の方向は，同じサイト内でも場の応力や潜在クラックの方向が異なるため局所的なスケールでは場所によりばらつきがあることが知られている（例えば，野沢・太田，1967；田中ほか，1996）。しかし，渡辺ほか（1982）が指摘するように巨視的なスケールではある傾向を持つことが多く，割れ目の卓越方向と断層やリニアメントの卓越方向にはよい相関があることが報告されている（例えば，小島ほか，1981；越谷ほか，1991）。このような傾向は，地下石油備蓄菊間基地の領家花崗岩でも見られ，ボーリング孔内で観察された割れ目は方向にばらつきがあるものの（下茂ほか，1992），岩盤タンク内で観察された割れ目にはある傾向が認められている（羽出山ほか，1993）。また，木村（1981）は，地下浅部の割れ目の方向は不規則であるものの，地下深部にいくほど割れ目の方向の規則性が高くなることを指摘している。

花崗岩は特に割れ目の方向性が高く（緒方，1978），既往の観察結果によると鉛直方向と水平方向の割れ目（Sheeting Joint）からなる互いに直交する3組の割れ目群が卓越することが知られている（例えば，Oda，1985；羽田，1984）。また地下深部では，図3.2-7の菊間地下石油備蓄基地（羽出山ほか，1993）や釜石鉱山の250mレベルのボーリング孔での観察に見られるように，地表面近傍の応力解放に伴う水平方向の割れ目は少なくなり、直交2組の鉛直方向の割れ目群が卓越すると考えられる。

2) 割れ目形状

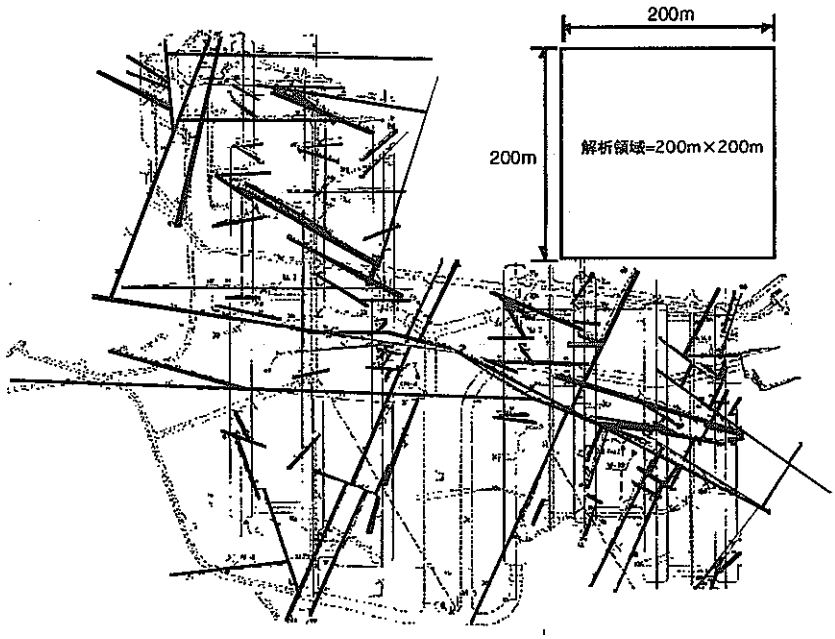
一般に，均質等方弾性媒体中に発生するせん断クラックは，円盤形状を呈することが知られている（Scholz, 1990）ものの，不均質な岩盤内における割れ目の形状を原位置で測定した例はない。既往の研究では，割れ目を多角形によりモデル化している例が多く，割れ目が互いに切られることによって，割れ目の形状が多角形になることを示している（Dershowitz, 1984）。



(a) 菊間地下石油備蓄基地
(羽出山ほか，1993)

(b) 釜石鉱山250mレベル（開口亀裂）

図 3.2-7 花崗岩における亀裂ステレオ投影図



(林ほか，1993)

図 3.2-8 菊間地下石油備蓄基地における亀裂・断層分布図

3) 割れ目半径分布

割れ目の大きさに関しては，岩盤内の平面的な広がりを測定した例はなく，これまでは露頭や空洞壁面での割れ目のトレース長により評価されてきた。既往の文献によると，割れ目のトレース長分布には，対数正規分布（例えば，Barton，1977）や負の指数分布（例えば，Priest and Hudson，1981；Kikuchi et al.，1987；野口ほか，1991；菊地ほか，1992）が数多く用いられている。

実際に原位置で測定されたトレース長の頻度分布は，数 m 付近に最頻値を持つ対数正規分布形状を示すことが多い（例えば，大西ほか，1992；菊地ほか，1984；Oda，1985）。この理由としては，岩盤のひずみにより生じる割れ目はある大きさ以上になること（小島ほか，1981）も一因として考えられるが，実際の原位置調査においては微小な割れ目の測定漏れがあることもその要因として指摘されており，対数正規分布の妥当性は未だ検証されていない。また，対数正規分布は，最頻値前後の比較的小さなトレース長の分布形状に平均値や標準偏差などの統計量が依存するため，観察したスケールとモデル化するスケールの差が大きくなるほど指数分布やべき乗分布に比べて大きな割れ目の分布の推定精度は低くなる（大野・小島，1987，1989；小田・木村，1990）。

大野・小島（1993）は，大小様々なスケールで割れ目のトレース長の測定を行い，トレース長分布がべき乗分布に従うことを示している。また，小田・木村（1990）は，割れ目の大きさがフラクタル性を有し，トレース長分布がべき乗分布に従うことを指摘している。実際，菊間地下石油備蓄基地においては，岩盤タンク（幅 20.5m ，高さ 30m）内で測定されたトレース長が数 m～十数 m にしか分布していないのに対し（羽出山ほか，1993），図 3.2-8 に示すようにサイト内には数百 m 規模の断層が比較的多く存在していることが確認されている（林ほか，1993）。

4) 割れ目頻度分布

既往の文献（池田，1979；羽出山ほか，1993；下茂ほか，1992）および釜石鉱山での割れ目観察結果により得られた割れ目頻度分布を図 3.2-9 に示す。図中の釜石鉱山の割れ目頻度は，各坑道やボーリング孔で測定された割れ目頻度の平均値を示してある。一般に，割れ目頻度は，測定場所によって異なるだけでなく，測定方法（ボアホール TV 観察，スキャンライン法など），測定の対象とする亀裂の大きさや性状（開口や湧水の有無など），測定者などによって大きく異なるため，定量的な評価は難しい。例えば，釜石鉱山では，坑道壁面とボーリング孔で割れ目頻度が異なり，同じ坑道壁面でも測定の対象とする割れ目の大きさや湧水の有無によっても大きく異なっている。

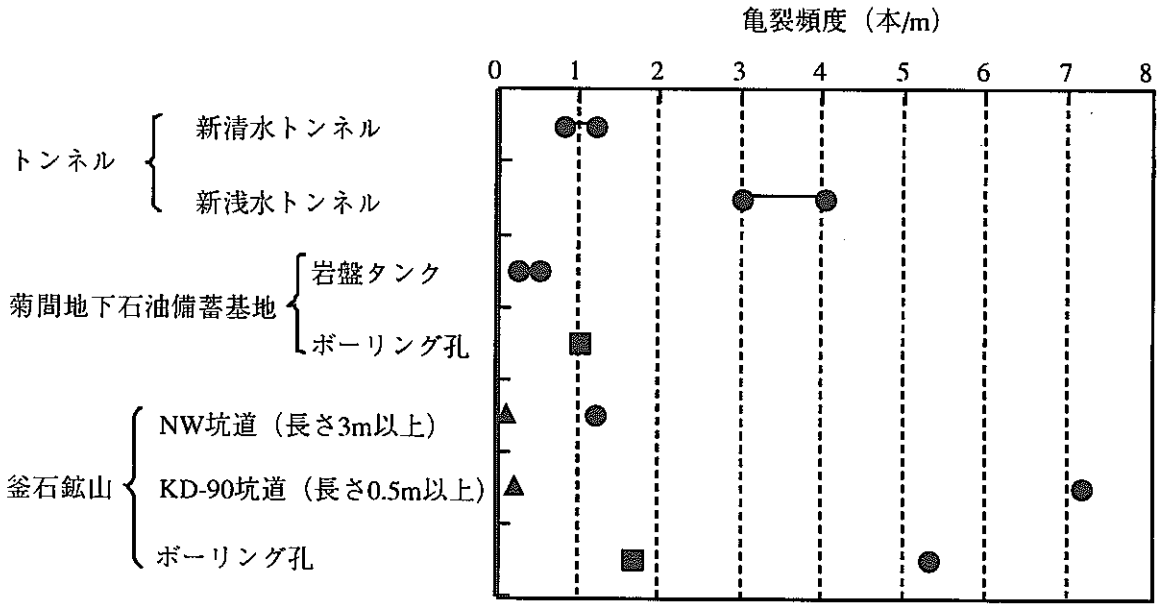


図 3.2-9 花崗岩における割れ目頻度分布

トンネルのデータは池田（1979），菊間地下石油備蓄基地のデータは羽出山ほか（1993）と下茂ほか（1992）を引用した。菊間基地および釜石鉱山の割れ目観察深度は，それぞれ約50mと約260m以上である。図中，釜石鉱山データのうち●は観察された全割れ目，▲は湧水割れ目，■は開口割れ目を表す。

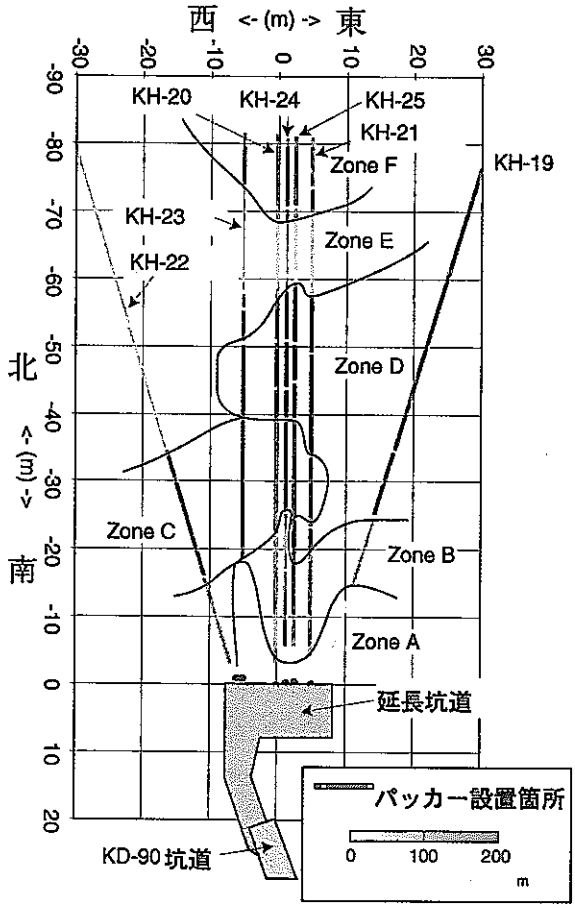


図 3.2-10 釜石鉱山KD-90坑道北側のコンパートメント構造

例えば200mスケールで透水に寄与するような連続性の高い割れ目の頻度について検討した場合，菊間地下石油備蓄基地では，岩盤タンク（高さ30 m，幅20.5m）壁面で観察された空洞の安定性に影響を及ぼすような比較的大きな連続性の高い割れ目の頻度が0.25～0.5本／mに分布している（羽出山ほか，1993）のに対し，ボーリング孔内の開口割れ目の頻度は約1本／mと大きくなっていることが認められる（下茂ほか，1992）。これは，ボーリング孔内では，局所的に開口した割れ目や開口していても連続性の低い割れ目を観察している可能性があるためと考えられる。したがって，200mスケールで透水に寄与するような連続性の高い割れ目の頻度は，数十mスケールの岩盤タンク内で観察された比較的大きな連続性の高い割れ目の頻度0.25～0.5本／m程度と考えられる。これは，釜石鉱山のNW坑道やKD-90坑道で観察された湧水割れ目の頻度0.1～0.2本／mよりも大きく，比較的透水性の高い赤色変質を伴う割れ目の頻度約0.3本／m（サイクル機構，1999）とほぼ一致する。

割れ目頻度の深度依存性に関しては，花崗閃緑岩や閃緑岩質片麻岩地域での測定結果によると，地表面近傍では深度とともに割れ目頻度が減少するものの，100m以深ではあまり変化がないことが報告されている（緒方，1984）。しかし，割れ目頻度の深度依存性は，岩種や地質要因によって大きく異なり（緒方，1984）定量的な評価が難しい。

5) 割れ目の空間分布

一般に，せん断破壊により生じた比較的規模の大きな割れ目の周辺には小規模な分岐・派生した割れ目が密集し（例えば，小出ほか，1979；Tchalenco，1970），透水性の高い水みちを形成することが指摘されている（渡辺ほか，1994；田中ほか，1994）。大野・小島（1992）は，14のサイトで2次元平面における割れ目分布のフラクタル次元が1.5～1.99に分布していることから割れ目の分布には疎密があることを示し，釜石鉱山においてもボーリング孔内の割れ目の分布から空間分布のフラクタル性が示されている（Uchida et al.，1993）。一方，釜石鉱山の原位置試験場では複数のボーリング孔間の水理応答結果と各パッカー区間の間隙水圧の分布から，図3.2-10に示すような互いに水理学的な連結性が乏しい数十 m 規模のコンパートメント構造の存在が確認されている（サイクル機構，1999）。以上より，割れ目の疎密構造は，岩種によって異なるため定量的な評価は難しいものの，局所的には透水性の高い割れ目密集部を形成し，巨視的には水理学的な連結性が乏しいコンパートメント構造を形成すると考えられる。

6) 割れ目の透水量係数分布

花崗岩中の単一割れ目の透水量係数に関しては，多田ほか（1994）や渡辺・星野（1980）の室内試験では10^{-10}～10^{-7} m^2／sオーダーに分布し，スウェーデンのストリパ鉱山で採取した岩石試料を用いた室内試験では10^{-10}～10^{-6} m^2／sオーダーに分布し

ている（Gale et al.，1990；Mukurat et al.，1990）。また，ストリパ鉱山で実施した原位置トレーサ試験では 10^{-9} m^2／s 程度（Abelin et al.，1982），釜石鉱山における原位置トレーサ試験では 1.07×10-7 m2／s と報告されている（Uchida et al.，1994）。すなわち，既往の室内試験および原位置試験により得られた数十 cm～数 m 以下のスケールで測定された割れ目の透水量係数は，10^{-10}～10^{-6} m^2／s オーダーに分布している（図 3.2-11）。

7) 割れ目の開口幅分布

一般に，割れ目の透水量係数と開口幅には相関があり，平行平板を仮定した割れ目の透水量係数は三乗則に従うことが知られている（例えば，Snow，1968）。Witherspoon et al.（1980）は，割れ目表面の凹凸の影響を考慮し，実際の割れ目に対しては抵抗係数により三乗則を低減した修正三乗則を提案している。しかし，花崗岩中の天然割れ目を対象とした既往の室内透水試験結果によると，抵抗係数は割れ目によって大きく異なり定量的な評価は難しい（例えば，Sundaram et al.，1987；多田ほか，1994；内田ほか，1995）。さらに，トレーサ試験により求められた物質移行開口幅は，透水試験で求められた水理開口幅と異なることが知られており（例えば，Abelin et al.，1985；Tsang，1992），既往のデータも少ない。

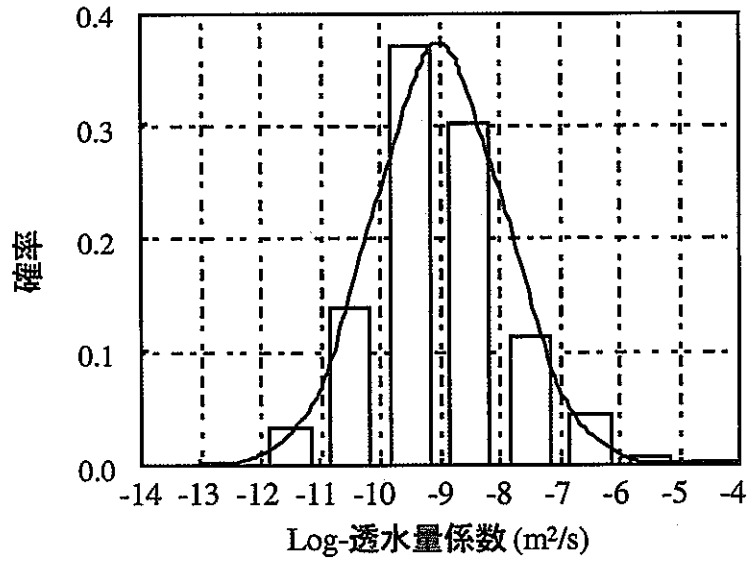


図 3.2-11 透水量係数分布

ヒストグラムは釜石鉱山での透水試験結果より算出した透水量係数の分布を示し，実線はその透水量係数分布にフィッティングして求めたレファレンスケースで用いた透水量係数の対数正規分布を表す。

参考文献

Abelin, H., Gidlund, J. and Neretnieks, I. (1982) : Migration in a single fracture, Scientific Basis for Radionuclide Waste Management-V, W. Lutze (ed), Elsevier Sci. Pub. Co., pp.529-538.

Abelin, H., Neretnieks, I., Tunbrant, S. and Moreno, L. (1985) : Migration in a single fracture: Experimental results and evaluation, Final report, Stripa Project Technical Report 85-03.

Alexander,W.R., Frieg,B., Ota,K. and Bossart,P. (1996) : The RRP Project: Investigating radionuclide retardation in the host rock, Nagra Bulletin No.27, pp.43-55, Nagra, Wettingen, Switzerland.

Allard,B.(1982)：Sorption of Actinides in Granitic Rock, SKBF/KBS Teck. Rep. KBS TR82-21, SKBF/KBS, Stockholm.

Barton, N. (1977) : A review of the shear strength of filled discontinuities in rock, Saertrykk, Fjellspreng, p.19.

天野一男，佐藤比呂志（1989）：東北本州弧中部地域の新生代テクトニクス，地質学論集，32，pp.81-96.

Chapman,N.A. and McKinley,I.G. (1988)：The Geological Disposal of Nuclear Waste, John Wiley & Sons, Chichester, UK.

Chapman,N.A., McKinley,I.G. and Smellie,J.A. (1984)：The Potential of Natural Analogues in Assessing Systems for Deep Disposal of High-Level Radioactive Waste, Nagra Tech. Rep. NTB 84-41. Nagra, Baden, Switzerland.

Dershowitz, W.S. (1984) : Rock joint systems, Ph.D. Dissertation, Massachusetts Institute of Technology, Cambridge, MA.

動力炉・核燃料開発事業団（1992）：高レベル放射性廃棄物地層処分研究開発の技術報告書ー平成3年度ー，PNC TN1410 92-081.

Gale, J., MacLeod, R. and LeMessurier, P. (1990) : Site characterization and validation – Measurement of flowrate, solute velocities and aperture variation in natural fractures as a function of normal and shear stress, Stage 3, Stripa Project Report 90-11.

羽田　忍（1984）：岩盤分類のための地質要素の見方，応用地質，特別号，pp.176-189.

羽出山吉裕，大津宏康，大矢敏雄，岡本　淳（1993）：クラックテンソル理論による地下空洞掘削時の原位置岩盤の透水性評価に関する一考察，第25回岩盤力学シンポジウム講演論文集，pp.313-317.

林　信義，田中耕一，北村　恵，上山邦彦（1993）：大規模地下空洞の施工実績ー地下石油備蓄での例ー，電力土木，No.244，pp.344-440.

池田和彦（1979）：割れ目岩盤の性状および強度，応用地質，20-4，pp.20-32.

井尻裕二，赤掘邦晃，沢田　淳，内田雅大（1999）：わが国の岩盤における移行経路とその特性に関する調査．（準備中）

Ishihara,S. and Sasaki,A. (1990)：Ore Deposits Related to Granitic Magmatism in Japan：A

Magmatic Viewpoint, Episodes, 14, pp.286-292.
核燃料サイクル開発機構（1999）：釜石原位置試験総括報告書，サイクル機構技術報告書，JNC TN7410 99-001.
金折裕司，矢入憲二，宮腰勝義（1988）：跡津川断層北東部における花崗岩類の微小変形構造とその形成過程，地質学雑誌，11，pp.887-901.
Kikuchi, K., Kuroda, and Mito, Y. (1987) : Stochastic estimation and modelling og jointed rock masses based on statistical sampling, 6th Int. Congress ISRM, Montreal, Canada, pp.425-428.
菊地宏吉，三室俊昭，大村富士夫，原　敏昭（1984）：節理性岩盤のモデル化に関する研究，第16回岩盤力学に関するシンポジウム講演論文集，pp.126-130.
菊地宏吉，水戸義忠，本多　眞（1992）：節理分布性状の確率統計学的モデル化に関する研究（その2）ー節理分布特性要素と確率モデルー，応用地質，33-5，pp.19-31.
木村敏雄（1981）：断層，とくに断層破砕帯の見方，考え方，応用地質，22巻1号，pp.4-16.
小出　仁，山崎晴雄，加藤碵一（1979）：地震と活断層の本，（株）国際地学協会，p.61.
小島圭二，大塚康範，山田敏博（1981）：断層密度および規模の分布とその予測の試み，応用地質，22-1，pp.88-103.
越谷　信，長江亮二，大上和良，森田安彦（1991）：南部阿武隈山地花崗岩中の断裂系と地下水，応用地質，32巻4号，pp.23-39.
McKinley,I.G. and Hadermann,J. (1984)：Radionuclide Sorption Database for Swiss Safety Assessments, Nagra Tech. Rep. NTB 84-40, Nagra, Baden, Switzerland.
Nagra (1994)：Kristallin-1: Conclusions from the Regional Iinvestigation Programme for Siting a HLW Repository in the Crystalline Basement of Northern Swizterland, Nagra Tech. Rep. NTB 93-09E, Nagra, Wettingen, Switzerland.
NEA (1991)：Proceedings of an NEA/CEC Workshop on Heterogeneities in Hydrogeological Systems, Paris, October 1990, OECD, Paris.
Neretnieks,I. (1980) : Diffusion in the rock matrix: An important factor in radionuclide retardation?, J. Geophys. Res., 85, pp.4379-4397.
野口義文，岩崎　浩，小池克明（1991）：深部花崗岩体における亀裂情報のデータベース化とその利用，第23回岩盤力学に関するシンポジウム講演論文集，pp.56-60.
野沢　保，太田良平（1967）：内之浦地域の地質，地域地質研究報告（5万分の1図幅），地質調査所.
Oda, M. (1985) : Permeability tensor for discontinuous rock masses, Geotechnique, Vol.35, No.4, pp.483-495.
小田匡寛，木村健司（1990）：亀裂の寸法分布についてーフラクタル性を仮定してー，第8回岩の力学国内シンポジウム講演論文集，pp.55-60.

緒方正虔（1978）：硬質岩盤における節理分布の数量モデル化およびその適用に関する考察，応用地質，19-1，pp.12-20.

緒方正虔（1984）：岩盤分類の要因としての岩盤の不連続面，応用地質，特別号，pp.17-24.

尾方伸久，山根正樹，小出　馨（1996）：間隙水圧の長期観測による立坑掘削影響の把握について，地下水学会1996年秋季講演会講演要旨，pp.34-39.

大西有三，田中誠，中川誠司，松田泰英，鳥居　聡（1992）：トンネル先進側壁導坑の観察による未掘削部分の岩盤性状の推定，第27回土質工学研究発表会，pp.1315-1318

大野博之，小島圭二（1987）：割れ目の統計的相似性に基づくSite Characterizationの試み，第19回岩盤力学に関するシンポジウム講演論文集，pp.416-420.

大野博之，小島圭二（1989）：フラクタル性を考慮した岩盤割れ目の寸法評価と透水性，第7回岩の力学国内シンポジウム講演論文集，pp.157-162.

大野博之，小島圭二（1993）：岩盤割れ目のフラクタル（その2）－フラクタル特性と分布のばらつき－，応用地質，34-2，pp.12-26.

大槻憲四郎（1989）：鉱脈による新第三紀東北本州弧の構造応力場復元，地質学論集，32，pp.281-304.

Osawa,H., Sasamoto,H., Nohara,T., Ota,K. and Yoshida,H. (1995)：Development of a Conceptual Flow-path Model of Nuclide Migration in Crystalline Rock: A Case Study at the Kamaishi In-situ Test Site, Japan, Sci. Basis Nucl. Waste Manag. XVIII, pp.1267-1273.

Ota,K., Amano,K., Sato,H., Shibutani,T. and Tachi,Y. (1997)：In-situ Matrix Diffusion in Fractured Crystalline Rock, Kamaishi In-situ Test Site, North-east Japan, In: 6th International Conference on the Chemistry and Migration Behavior of Actinides and Fission Products in the Geosphere, Abst. Migration'97, Sendai, Japan, 26-31 Oct. 1997, pp.98-99.

Priest, S.D. and Hudson, J.A. (1981) : Estimation of discontinuity spacing and trace length using scanline surveys, Int. Journal of Rock Mech. Sci. & Geomech. Abstr., Vol. 13, pp.135-148.

Sakamoto,Y., Nakayama,H., Killey,R.W.D. and Champ,D.R.(1996)：Migration Behaviour of Sr-90 and Cs-137 in a Sand Aquifer: Results of a 30-years Experiment, Proc. 10th Pacific Basin Nuclear Conference., 2, pp.1343-1348.

佐藤稔紀，石丸恒存，杉原弘造，清水和彦（1992）：文献調査によるわが国の岩石の物理的特性に関するデータの収集，動燃事業団技術報告書，PNC TN7410 92-018.

Scholz, C.H. (1990) : The Mechanics of Earthquakes and Faulting, Cambridge University Press, （柳谷俊訳：地震と断層の力学，古今書院，p.30）.

下茂道人，井尻裕二，飯星　茂，橋本憲和，長田和洋（1992）：トモグラフィーとクロスホール透水試験による岩盤内地下水浸透経路の調査，第24回岩盤力学に関するシンポジウム講演論文集，pp.31-35.

Shinjo,N. Yoshida,H. and Ota,K. (1997)：An Analogue Study on Nuclide Migration in

Tsukiyoshi Fault, Tono Uranium Deposit, In: 6th International Conference on the Chemistry and Migration Behavior of Actinides and Fission Products in the Geosphere, Abst. Migration'97, Sendai, Japan, 26-31 Oct. 1997, pp.94-95.

SKB (1992)：SKI-91, Final Disposal of Spent Nuclear Fuel. Importance of the Bedrock for Safety, SKB Tech. Rep. 92-29, Swedish Nuclear Fuel and Waste Management Company, Stockholm, Sweden.

Snow, D.T. (1968) : Rock fracture spacings, openings, and porosities, Journal of the Soil Mechanics and Foundations Division, Proc. of the American Society of Civil Engineers, pp.73-91.

Sundaram, P.N., Watkins, D.J. and Ralph, W.E. (1987) : Laboratory investigations of coupled stress-deformation-hydraulic flow in a natural rock fracture, 28th U.S. Symposium on Rock Mechanics, pp.585-592.

多田浩幸，木下直人，若林成樹（1994）：岩石割れ目の透水係数と応力の関係を用いた空洞周辺岩盤の透水特性変化の予測手法，第9回岩の力学国内シンポジウム講演論文集，pp.139-144.

高橋　学，薛　自求，大和田朗，石島洋二（1992）：青色顔料を混合した樹脂によるポア観察について，応用地質，33，pp.50-62.

田中和広，井上大栄（1995）：断層の定義，考え方，土と基礎，43-3，pp.11-14.

田中和広，田中靖治，宮川公雄，馬原保典，安池慎治，本荘静光（1996）：割れ目岩盤における水理地質構造の調査手法の提案と適用，応用地質，36-6，pp.18-30.

Tchalenco, J.S. (1970) : Similarities between shear zones of different magnitudes, Bull. Geol. Soc. Am., Vol.81, pp.1620-1640.

Tsang, Y.W. (1992) : Usage of "equivalent apertures" for rock fractures as derived from hydraulic and tracer tests, Water Resources Research, Vol.28, No.5, pp.1451-1455.

Uchida, M., Doe, T.W., Dershowitz, W.S. and Wallmann, P. (1993) : Simulation of fracture flow to the Kamaishi validation drift, Proc. of the forth Annual International Conference of High Level Radioactive Waste Management, pp.437- 442.

Uchida, M., Doe, T., Dershowitz, W., Thomas, A., Wallmann, P. and Sawada, A. (1994) : Discrete-fracture modelling of the Äspö LPT-2, large-scale pumping and tracer test, SKB International Cooperation Report 94-09.

内田雅大，野田兼司，丸山　誠，須藤　賢（1995）：亀裂性媒体水理試験装置による単一亀裂岩体の透水・トレーサー試験，第26回岩盤力学に関するシンポジウム，pp.156-160.

渡辺邦夫，星野吉昇（1980）：岩盤中に発達する単一開口割れ目の透水係数の算定，埼玉大学工学部地盤水理実験施設年報，Vol.6，pp.60-70.

渡辺邦夫，小原勝巳，新城栄一（1982）：岩盤中の割れ目系分布と透水異方性の調査例，日本応用地質学会，昭和57年度シンポジウム及び研究発表会予稿集，pp.57-60.

渡辺邦夫，田中達也，内田雅大，岩崎　浩（1994）：地質構造を基礎としたフラクチ

ヤーネットワークモデルの開発（その2）－釜石鉱山 KD-90 坑道・トレーサー試験の解析－，応用地質，35-4，pp.2-12.

Witherspoon, P.A., Wang, J.S.Y., Iwai, K. and Gale, J.E. (1980) : Validity of cubic law for fluid flow in a deformable rock fracture, Water Resources Research, Vol.16, No.6, pp.1016-1024.

山口徹治，磯部博志，中山伸一（1997）：花崗岩の微少間隙構造の解析，放射性廃棄物研究，vol.30，pp.99-107.

吉田英一，大沢英昭，柳沢孝一，山川　稔（1989）：深部花崗岩の割れ目解析－岐阜県東濃地域に分布する花崗岩を例にして－，応用地質学雑誌，30，pp.11-22.

Yoshida,H. (1994) : Relation between U-series nuclide migration and microstructural properties of sedimentary rocks, Appl. Geochem., 9, pp.479-490.

Yoshida,H., Yui,M. and Shibutani,T. (1994) : Flow-path structure in relation to nuclide migration in sedimentary rocks: An approach with field investigations and experiments for uranium migration at Tono uranium deposit, central Japan, J. Nucl. Sci. Technol., 31, pp.803-812.

Yusa,Y., Ishimaru,K., Ota,K. and Umeda,K.(1993)：Geological and Geochemical Indicators of Paleohydrogeology in Tono Uranium Deposits, Japan, Proc. NEA Workshop, Paleohydrogeological Methods and thier Applications, OECD/NEA, pp.117-146.

3.3 地下水の流動特性

3.3.1 わが国における地下深部の地下水流動特性

岩盤中の地下水は，大局的には尾根部から谷部へ，さらには内陸部から沿岸部へと，動水勾配に沿って岩盤中の透水性の高い部分を選択的に移動する。深部地質環境中での地下水の動きを理解するためには，地下深部での動水勾配と岩盤の透水性を把握することが重要である。

一般に地下深部では，局所的な地形の影響が減少するため動水勾配は緩やかになり，また，岩盤の透水性も深度が深くなるほど地圧が大きくなることにより割れ目などの空隙部分が閉塞し，地表付近に比べて低下することが想定される。そのため，地下深部ほど地下水の動きは緩慢になるものと考えられる（図 3.3-1）。ただし岩盤の高透水性ゾーンは，地下水の通り道となる割れ目や粒子間隔といった地質構造に依存しているため，これらの性質を考慮しつつ，地下深部での地下水流動特性を理解することが重要である。また一般的には，地下深部の地下水ほど，涵養域から流出域までの移行距離が長くなり，より広い空間領域を循環することになるため，地下での滞留時間が長くなる（例えば田中ほか，1997）。実際に，東濃地域での堆積岩中の地下水は，酸素・水素の安定同位体比および放射性同位体濃度（トリチウム濃度，放射性炭素濃度）の測定結果から，約1万数千年前の降水に由来することが推定されている（水谷ほか，1992）。

1) 地下深部の動水勾配

地下水の動水勾配は，一般的に地下水流動の上流側と下流側の2点間の地下水位の差を，それらの2点間の距離で割ることで求められる。地層処分の観点からは，地下深部における動水勾配に関する情報が重要であるが，これまで地下水の流動方向に沿って複数の深層ボーリングが掘削され，地下深部の間隙水圧に基づいて動水勾配が算定された報告例はほとんどない。

このため，地下深部における動水勾配の一般的な傾向を確認することを目的に，各自治体において広く実施されてきた地下水井戸に関する調査などの数百件に及ぶ文献情報から，地下水面の傾斜を割り出すことによって動水勾配の見積もりを行った。動水勾配の算定は以下に示す3通りの方法で行った。

- 文献，資料から地下水位など高線が明確なものを抽出し，算定する方法。
- 建設省地下水年表（建設省河川局，1994）から，斜面方向に配置された観測井で地下水位の経時変化が類似するものを抽出し，2孔間の水位差を水平距離で除して求める方法。
- 地質調査所報告第273号（1991）から，斜面方向に配置された観測井で温度検層から得られた地温勾配曲線に顕著な変化が見られないものを抽出し，2孔間の水位差を水平距離で除して求める方法。

図 3.3-1 地下水流動の概念

地下水の動きは，一般に動水勾配と透水性に依存し，深度が深くなるほど地下水の動きが緩慢になることが想定される。地下深部の地下水は，浅層の地下水に比べて，一般に涵養域から流出域までの移行経路が長く，その分地下での滞留時間も長くなる。

上記の3通りの方法における2本のボーリング孔については，地形から推定される地下水の主流動方向に対してほぼ平行していると考えられ，さらに地質柱状図から2本のボーリング孔の地質がほぼ同一のものを選択した。

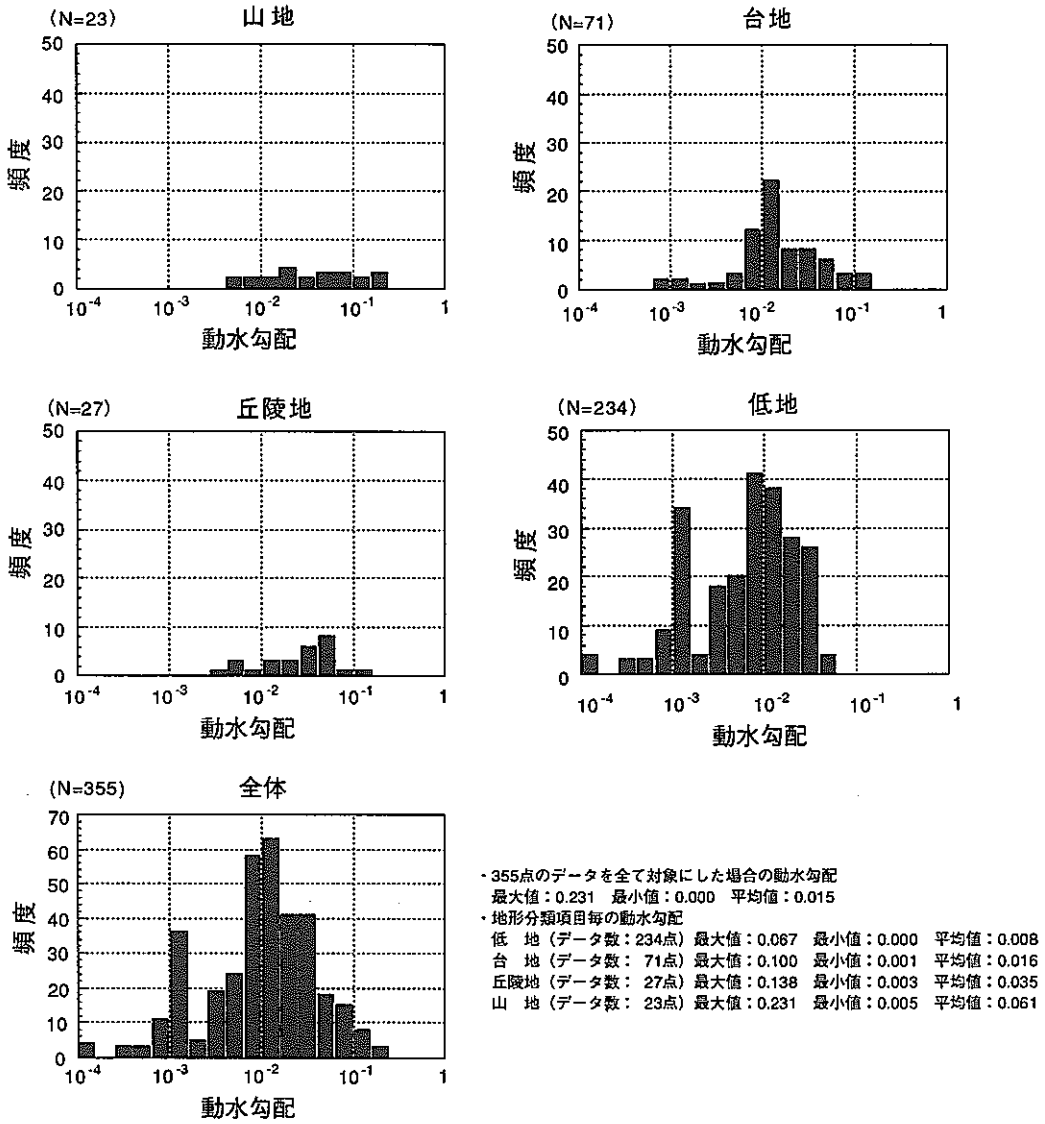
その結果を図 3.3-2 に示す（日比谷ほか，1999）。これらの文献データのほとんどは，主要河川沿いに取得されたものである。河川付近の勾配は，その地域の局所的な地形の勾配を反映していると考えられることから，地下深部の動水勾配は，上記で求めた値よりも小さくなると推測される。

深度と動水勾配との関係に関する研究事例の一つとして，東濃鉱山周辺（丘陵地帯）を対象とした地下水流動解析の結果を図 3.3-3 に示す。この図は地下水流動解析結果における動水勾配の頻度分布である。深度別の動水勾配の頻度分布を見るため，深度0～500m，深度500～1,000m，深度1,000～1,500mの3深度区間の動水勾配分布に区分した。図 3.3-3 から明らかなように，深度0～500mでは分布のピークは0.02付近に認められるが，0.04以上の部分の頻度も全体の約 20%あり，ばらつきが大きい。これに対して，深度500 ～1,000mおよび深度1,000～1,500mの領域では，分布のピークは同様に0.02付近にあるものの，大部分が0.01～0.04の間に入り，0.04を越える部分の頻度は全体の1％未満に減少する。このように，深度500m以深での動水勾配分布は，500m以浅を対象とした場合よりも小さくなる傾向が示されている（柳澤ほか，1992）。

この解析結果の妥当性を，東濃鉱山周辺域において実施した深度1,000mのボーリング孔における間隙水圧測定結果との比較により検証した。図 3.3-4 は，花崗岩中に掘削された2本の深度1,000mの試錐孔間の動水勾配を示す。なお，比較に用いた各ボーリング孔の計測点の標高，計測区間長はほぼ同一で，水平距離は約1,300m ，孔口の標高差は約70mである（したがって，地形勾配は約0.054）。また，この2本のボーリング孔は，地形から推定される地下水の主流動方向に対してほぼ平行である。図 3.3-4 から明らかなように，孔口の水位で計算した動水勾配は，0.05強とほぼ地形勾配に等しい値を示すのに対し，深度500m以深では，0.026と小さな値を示す。

2) 地下深部の岩盤における透水性

我が国の地下深部における岩盤の透水性については，東濃地域や釜石鉱山での実測データと併せて文献調査により，地下深部の一般的特徴を把握するために岩種ごとのデータの収集および解析を行なった。文献調査では，30種類の公開文献を対象として調査し，1,517件の透水係数データを収集した。これらの文献データの約80%以上が，ダムやトンネルの土木工事に関する調査データである（梅田ほか，1995）。土木工事などで主に用いられているルジオンテストでは，1～3ルジオン（1ルジオンは，透



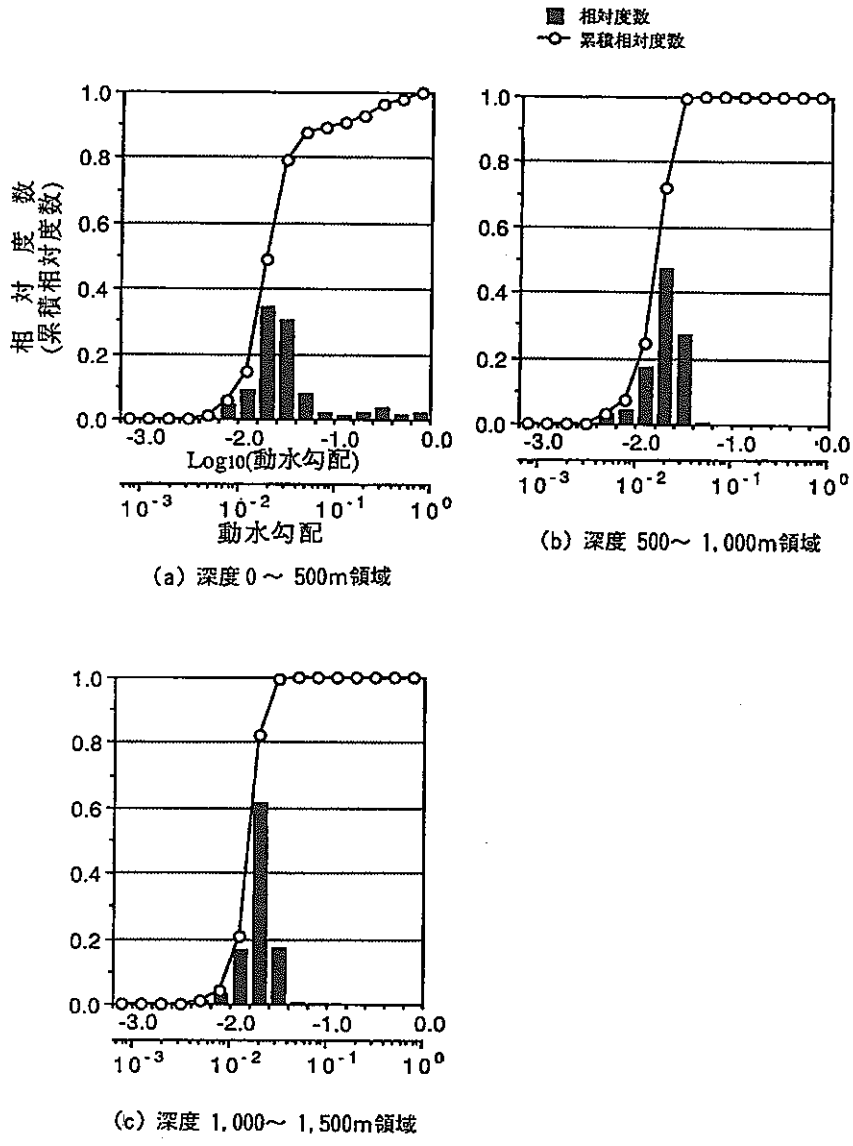
・355点のデータを全て対象にした場合の動水勾配
最大値：0.231　最小値：0.000　平均値：0.015
・地形分類項目毎の動水勾配
低　地（データ数：234点）最大値：0.067　最小値：0.000　平均値：0.008
台　地（データ数：　71点）最大値：0.100　最小値：0.001　平均値：0.016
丘陵地（データ数：　27点）最大値：0.138　最小値：0.003　平均値：0.035
山　地（データ数：　23点）最大値：0.231　最小値：0.005　平均値：0.061

図 3.3-2 地形別動水勾配分布（文献調査結果）

地下水面の勾配の算定は以下に示す3通りの方法で行った。

・文献から収集した地下水位データ（日比谷ほか，1999）から地下水位等高線が明確なものを抽出し，2孔間の水位差を水平距離で除して動水勾配を求めた。
・建設省地下水年表（建設省河川局，1994)から，斜面方向に配置された観測井で，地下水位の経時変化が類似するものを抽出し，2孔間の水位差を水平距離で除して動水勾配を求めた。
・地質調査所報告第273号(1991)から，斜面方向に配置された観測で，温度検層から得られた地温勾配曲線に顕著な変化が見られないものを抽出し，2孔間の水位差を水平距離で除して動水勾配を求めた。

上記の3通りの方法において選択した2孔のボーリング孔については，地形から推定される地下水の主流動方向に対してほぼ平行であり，さらに地質柱状図から2孔の地質がほぼ同一のものを選択した。



(柳澤ほか，1992より)

図 3.3-3 東濃地域を対象とした地下水流動解析結果における
動水勾配の頻度分布

深度0～500mでは分布のピークは0.02付近に認められるが，0.04以上の部分の頻度も全体の約20%あり，ばらつきが大きい。これに対して，深度500～1,000mおよび深度1,000～1,500mの領域では，分布のピークは同様に0.02付近にあるものの，大部分が0.01～0.04の間に入り，0.04を越える部分の頻度は全体の1%未満に減少する。このように，深度500m以深での動水勾配分布は，500m以浅を対象とした場合よりも小さくなる傾向が示されている。

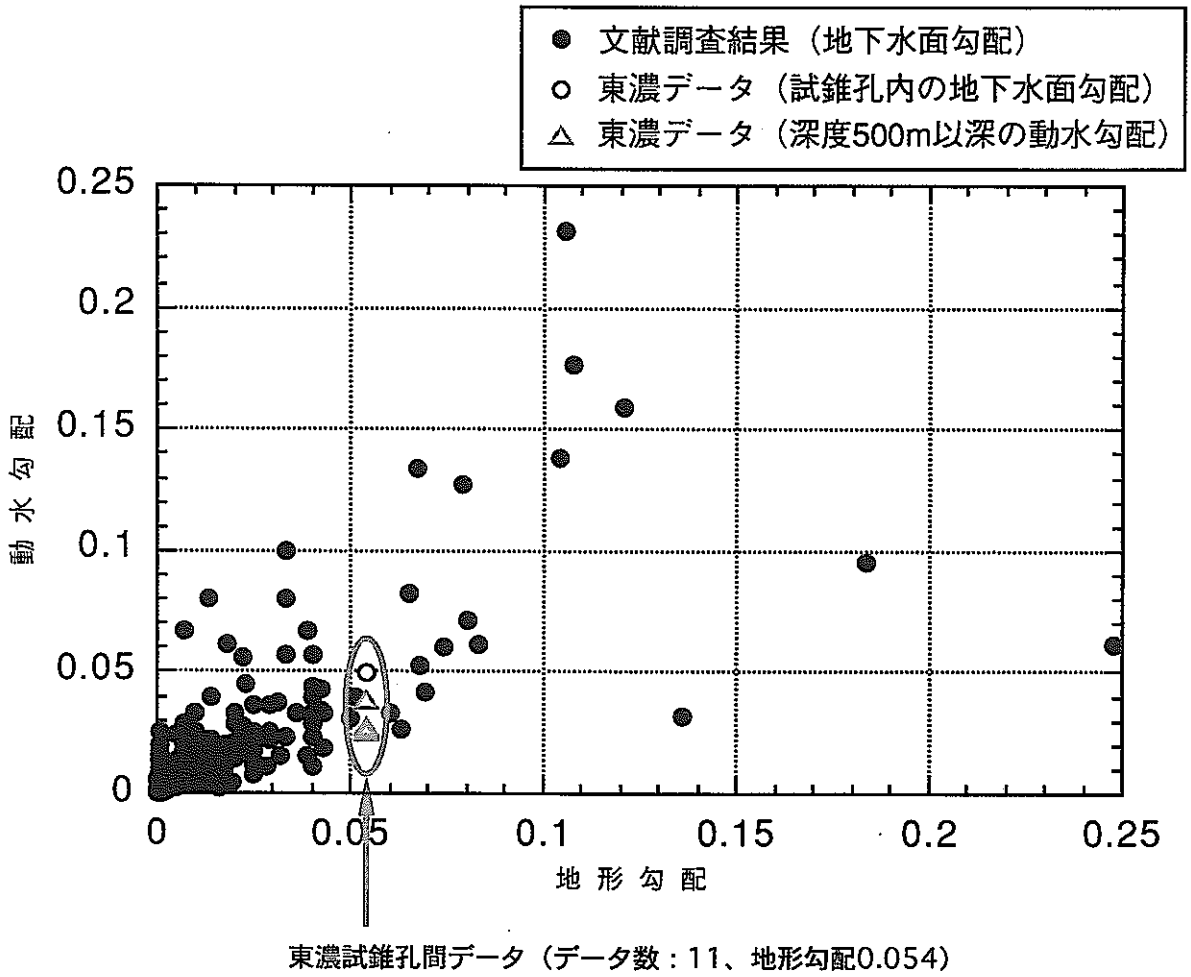


図 3.3-4 地形勾配と動水勾配の関係
（文献調査結果及び東濃データ）

文献調査結果は，205件の文献からデータを収集し，地下水面の勾配（355点）を求めたものである。東濃データは，2孔の深層ボーリングを利用して，複数の深度で地下深部の動水勾配を測定したものである。東濃データによれば，地表付近での地下水勾配は地形勾配とほぼ等しいが，地下深部での動水勾配は地表付近に比べて小さくなっている。

建設省河川局（1994）：地下水位年表平成6年
地質調査所報告第273号（1991）：日本の地熱調査における孔井データ　その2　検層データおよび地質柱状図データ

日比谷啓介，稲葉武史，塩釜幸弘，山本拓治，升元一彦，古市光昭（1999）：我が国の地下水流動特性に関する研究　サイクル機構技術報告書　JNC TN7400 99-004.

水係数 1.33×10^{-7}m/s に相当）で難透水性岩盤とされていることが多く，それ以下の数値に対しては測定・報告されることは稀である。また文献では，1ルジオン以下については，具体的な数値の記載がほとんど見られない。さらに，土木関係の文献などに発表されているデータは，施工上の問題が指摘された現場についての報告が中心であり，文献中の岩盤の透水係数データには，割れ目帯などの透水性が相対的に良いと思われる部分の測定値が数多く含まれている（例えば松本・山口，1986）。

一方，東濃地域や釜石鉱山において実測により取得された透水係数データのほとんどは，試験区間 2.5～5m で測定された値であり，数 m スケールの比較的小さな領域での分布を表わす。試験区間毎の透水係数データは分散が大きく，岩盤という比較的大きな領域の透水性を評価するためには，これらのデータを適切に処理する必要がある。そのため，以下の式を用いてボーリング孔毎の平均的な透水係数を求めることにより，岩盤としての透水性を評価した。

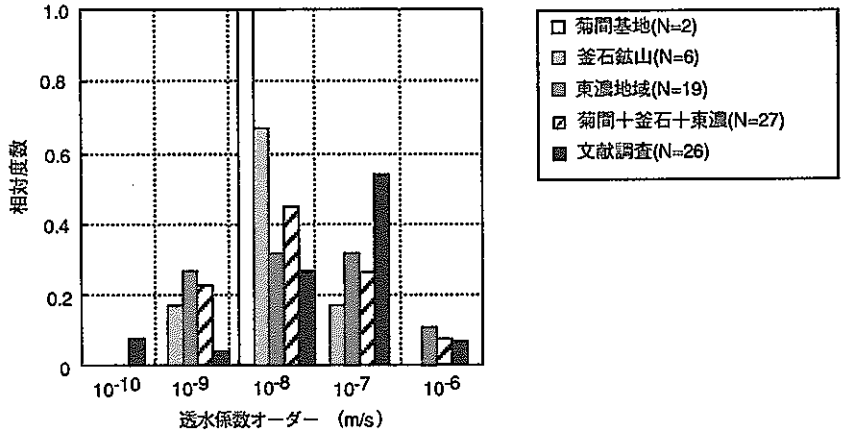
$K' = \Sigma KL / \Sigma L$

ここで，K’：ボーリング孔毎の透水係数
K：同じボーリング孔内で測定された各試験区間の透水係数
L：試験区間長
Σ：ボーリング孔内の試験区間数による総和

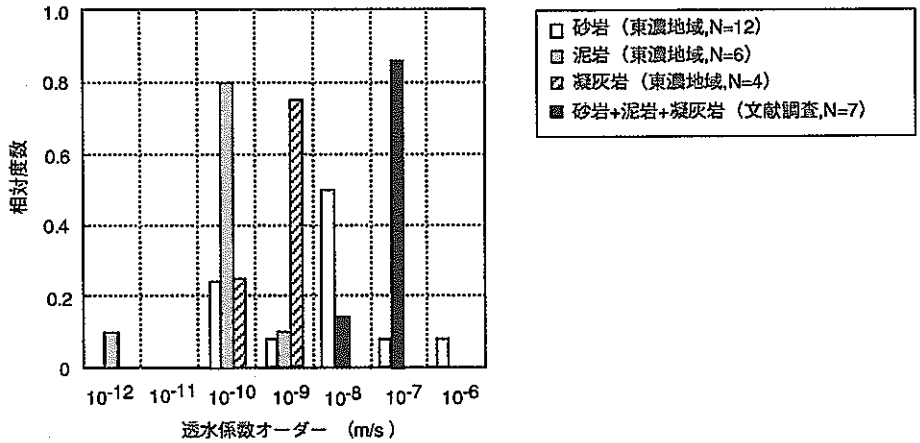
上記に基づき算定した各ボーリング孔毎の透水係数分布を，文献調査結果とあわせて図 3.3-5，図 3.3-6 に示す。

花崗岩類の透水係数は，東濃地域・釜石鉱山とも 10^{-8}m/s オーダーを中心に分布しており，健岩部においては，東濃地域の深度 250m 付近の数 m 区間の測定において，10^{-12}m/s オーダーの値が得られている。また，東濃地域における砂岩で 10^{-8}m/sec オーダー，泥岩で 10^{-10}m/sec オーダー，凝灰岩で 10^{-9}m/sec オーダーを中心に分布し，10^{-12}～10^{-6}m/s オーダーの幅を有することが示された。文献調査により得られた透水係数は，花崗岩類，堆積岩類のいずれの場合も実測データ（菊間基地，東濃地域，釜石鉱山で得られた透水係数）よりも1オーダー程度高い傾向が示される（図 3.3-5，図 3.3-6）。ここで用いた菊間基地のデータは文献調査により得られたデータであるが，土木関係の文献などに多くみられる施工上の問題が指摘された現場についての報告とは異なり，地下石油備蓄実証実験で得られた精度の高いデータであることから実測データとして扱った（下茂ほか，1992）。

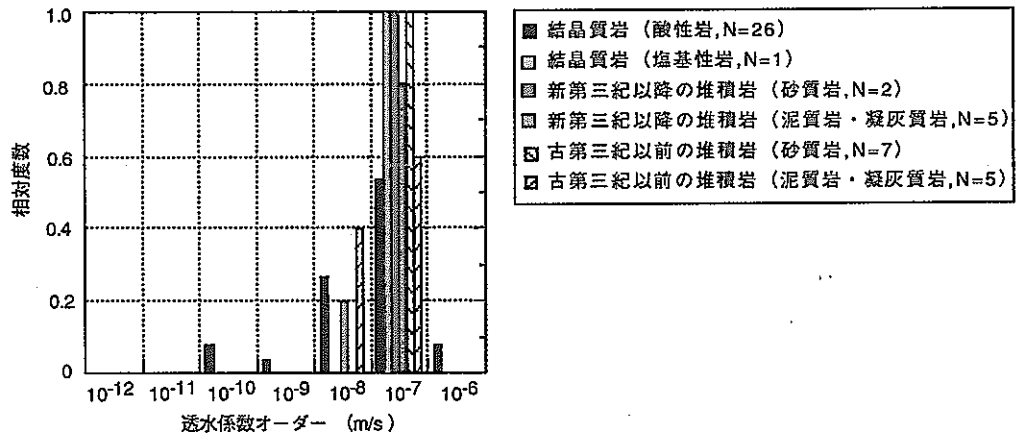
これらのことから，地下深部の岩盤の透水係数は，10^{-12}～10^{-6}m/s オーダーの幅を有し，10^{-10}～10^{-8}m/s オーダーを中心に分布することが考えられる。



花崗岩の健岩部データ（各ボーリング孔）



砂岩、泥岩、凝灰岩の健岩部データ（各ボーリング孔）



健岩部データ（文献調査）

図 3.3-5 各ボーリング孔及び文献調査の透水係数頻度分布

ボーリング孔毎の平均的な透水係数は，花崗岩で10^{-8}m/sオーダーを中心に分布する。東濃鉱山周辺域においては，砂岩で10^{-8}m/sオーダー，泥岩で10^{-10}m/sオーダー，凝灰岩で10^{-9}m/sオーダーである。文献調査により得られた透水係数は，花崗岩，堆積岩のいずれの場合も実測データ（菊間基地，東濃地域，釜石鉱山で得られた透水係数）よりも1オーダー程度高い傾向を示す（梅田ほか，1995；下茂ほか，1992；尾方ほか，1992）。

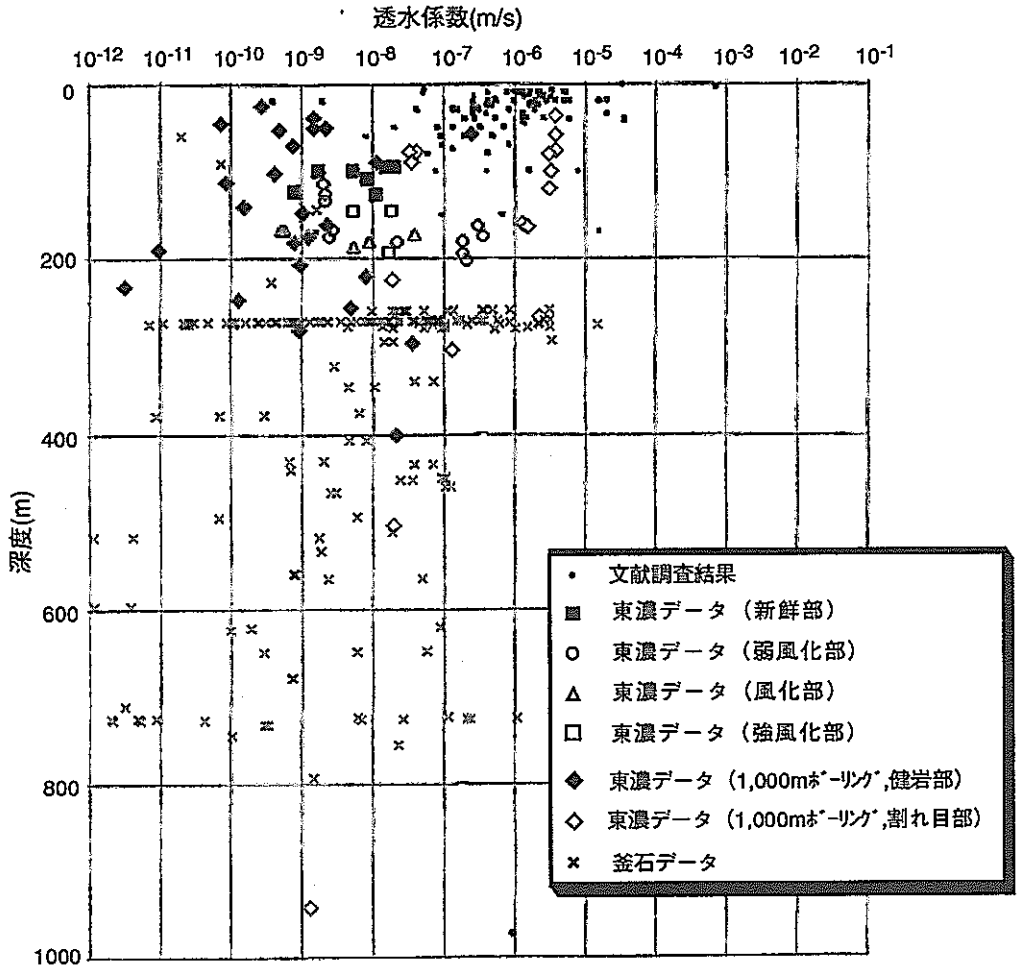


図 3.3-6 深度と透水係数の関係（花崗岩）

花崗岩の透水係数について，文献データならびに東濃地域および釜石鉱山での実測データをプロットしたもの（梅田ほか（1995），尾方ほか（1992））。東濃地域については，風化の程度により区別した。風化区分は，ボーリング柱状図作成要領（案）解説書（建設省土木研究所（1986））の基準に基づく。岩盤分類（電研式）（土木学会岩盤力学委員会（1986））のみ記載されているものについては，D級を強風化，CL級を風化，CM級を弱風化，CH～A級を新鮮とした。1,000mボーリングについては，RQD50%より大きいものを健岩部，それ以下を割れ目部とした。RQDとは，ボーリングで岩芯を採取した際に，長さ10cm以上の健全な部分の合計が1mあたりにどれだけ存在するかを100%表示したものである。この値が大きいほど，一般に割れ目が少ない。

断層破砕帯における透水性については，断層粘土の有無で大きく変化することが知られている（岡本ほか，1988）。例えば断層粘土を有する断層の透水性は，10^{-8}～10^{-5}m/s オーダー，断層角礫が主に充填された断層では 10^{-6}～10^{-3}m/s オーダーの透水性を有することが示されている（表 3.3-1，例えば田中・井上，1995）。また断層粘土を有する断層が水理学的な遮水帯の役割を果たしている事例も，東濃ウラン鉱床で確認されている（例えば山根ほか，1996）。

不整合面は，一般に，不整合面で接する上下の岩石の空隙率や透水性などの物理的性質が異なることから，その差によって，不整合面附近が地下水の移動する移行経路として機能することとなる。例えば，東濃地域における原位置での透水試験によって，不整合部の上幅約数メートルの部分が，周辺の地層よりも２～３オーダー高い透水性を有していることも示されている（尾方ほか，1992）。

透水性と深度との関係について，東濃地域での深層ボーリングでの測定結果ならびに文献データを図 3.3-6 に示す。東濃地域の花崗岩を RQD50％を境に健岩部と割れ目部に大別し，各々の透水係数の深度分布をみた場合，割れ目部の透水係数は，深度が深くなるほど低下する傾向にあるが，顕著な深度依存性は認められない。

Snow (1968)，渡辺・小島 (1980) は，花崗岩地域における透水係数の深度依存性は，深度に伴う応力増加による亀裂開口幅の減少に起因することを示した。しかし，測定データは深度が 100m 前後と浅く，100m 以深の深度依存性については示していない。

深度 100m 以深においては，木下ほか (1993) の結晶質岩での透水係数の測定結果によると，深度とともに割れ目の開口幅が減少し，それに伴い透水係数が低下する傾向にある。一方，Almen et al. (1986) ，Davidson et al. (1994) ，Neretnieks (1993) などのカナダ，スウェーデンにおける深度 1,000m 付近までの測定結果では，透水係数は地表付近では深度とともに低下するものの，深度が深くなるにしたがって，その低下量は次第に小さくなり，深度 500m 以深では透水係数のオーダーでの低下は明確には認められない。

3) 塩水／淡水境界

沿岸地域における地下水の流動を評価する上で重要な項目として，塩水と淡水の密度差や濃度差によって形成される塩淡境界が挙げられる。塩淡境界に関する特性を把握することを目的として，文献を主とした調査を行った。

一般に海岸付近の塩淡境界の形状や分布はその地域の地質に大きく左右されるが，均質な岩盤を想定した場合の塩淡境界の形状は，Ghyben-Herzberg の関係式に代表さ

表 3.3-1 断層破砕帯の透水係数（田中・井上，1995より引用）

岩石種	地　質 年　代	断層・破砕帯内 物質幅	粘着力 (kgf/cm2)	内部摩擦 角（度）	透水性 (m/s)	地点
砂岩、粘板岩	中生代	粘土質　10～15cm	0.25	35	1×10^{-5}～1×10^{-6}	一つ瀬
花崗閃緑岩	中生代	粘土質　1～30cm	2～3	30～40	――	黒　四
		砂質　5-～6m	5～6	40～45	――	高根第一
縞状チャート	古生代	角礫質　10～15m	――	――	1×10^{-3}～1×10^{-6}	――
		粘土質　――	――	――	1×10^{-6}～1×10^{-8}	――
花崗岩	中生代	粘土質　9m	0.5	20	1×10^{-6}～1×10^{-7}	奈川渡
ホルンフェルス	古生代	角礫質　――	――	――	1×10^{-5}	――
		砂質　――	0.5	20	1×10^{-6}	――
		粘土質　――	――	――	1×10^{-7}	――
砂岩	古生代	角礫質　――	――	――	1×10^{-5}	水　殿
		粘土質　――	――	――	1×10^{-5}～1×10^{-6}	――
粘板岩，チャート	古生代	――　――	――	――	1×10^{-6}	喜撰山

断層粘土を有する断層の透水性は，10^{-8}～10^{-5}m/s オーダー，断層角礫が主に充填された断層では10^{-6}～10^{-3}m/s オーダーの透水性を有することが示されている。

れる。Ghyben-Herzberg の関係式では，海面から塩淡境界面までの深さを定義している（図 3.3-7）。Freeze and Cherry (1979) や Bouwer (1978)は， 塩淡境界が地表付近の地下水面形状に左右されること，また塩淡境界の地表の先端部は，地下水が後背地の高い水理ポテンシャルを受けて流動しているために，塩淡境界を海側へと押し込むことを述べている。そのため塩淡境界面上では上向きの地下水流動が発生し，地下水の海底湧出を形成し，地下水が海中に湧き出すことが示されている。

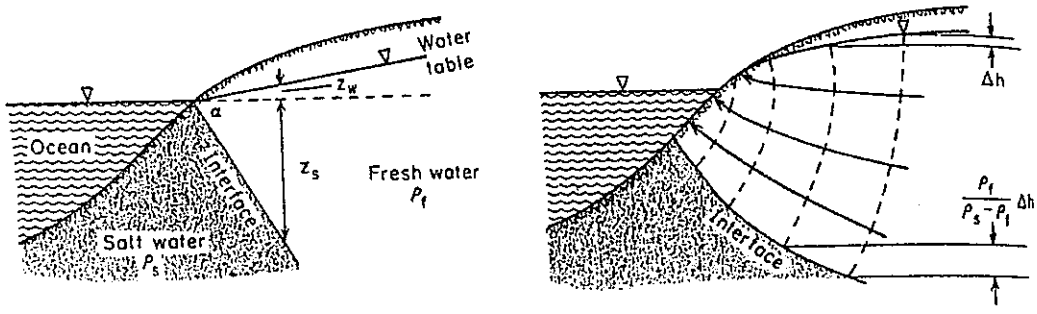
また，Reilly and Goodman (1985)は，地下水のポテンシャルが高いために淡水地下水が海中に湧き出すことや，層状に堆積した沿岸部ではより下層の塩淡境界の方が海側にせり出していることなどの事例が報告されている。中でもニューヨーク・ロングアイランドにおける Lusczynski and Swarzenski (1966)の研究は，水平の堆積岩からなる沿岸部で塩分濃度の高い地下水がくさび状に何層にも入り込んでいる様子が報告されており，塩水くさびの侵入が地層による透水性の違いを反映して複雑に入り組んでいることが示されている。

わが国で報告されている塩淡境界に関する事例は，海岸平野部における地下水のくみ上げによる地下水位の低下によって，陸側から海側への動水勾配が減少して塩淡境界が陸側に進出し，地下水の塩水汚染の問題として顕在化したものがほとんどで，その他，築港工事により不透水層が破壊されて起こる塩水侵入，河川水位の低下に伴う堤内地での淡水と塩水の置換の例がある。

これらの例では，地域による地質の構成（帯水層と不透水層の分布），帯水層の水理特性，地下水の涵養量，地下水利用にともなう揚水の位置と量などの諸条件の違いによって多様なものになっている。したがって，これらの知見から示される塩淡境界の一般的特性は，陸域の地形（山，谷，河川模様，海岸地形），地質の構成（地質の重なり・形状，地層・岩体の物性），水文状況（降雨量，地下水位分布）を反映した形態となっていることが想定される（登坂ほか，1997）。

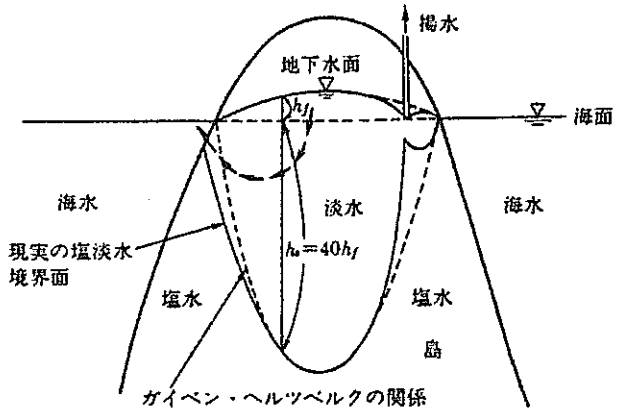
塩淡境界による地下水流動への影響については，Cooper et al. (1964)は，塩淡境界に沿って深部の地下水が地表に運び上げられることを概念的に示している。また，Stringfield and LeGrand (1969)も塩淡境界に沿って，地下水の上昇流の発生するモデルを示している。いずれの研究においても，塩淡境界に沿った深部地下水の流動速度は小さいと考えられているがそれを直接測定した事例は報告されていない。

地下水の湧出点を塩淡境界の末端位置とすると，これに陸域の地下水観測を考慮して解析することにより塩淡境界の形状が判断できると考えられており，海底湧出地下水に関する研究が多く行われている。例えば，海底湧出地下水は，海中の塩分濃度測定（Brooks, 1961； Burdon, 1964； Vanek and Lee, 1991； SKB, 1987），同位体の測



ガイベンーヘルツベルグの法則

Freeze, R. A. and Cherry, J. A.(1979) : Groundwater,
Prentice Hall, Englewood Cliff, p.604.



hs = ρf ／(ρs- ρf) hf
hs ：海水面から淡水部と塩水部との境界面までの深さ
hf ：海水面から地下水面までの高さ
ρf：淡水の密度
ρs：塩水の密度
（仮にρf=1.0，ρs=1.025とすると，hs = 40 hf ）

図 3.3-7 海水と淡水におけるガイベン-ヘルツベルグの関係

一般に海岸付近の塩淡境界の形状や分布はその地域の地質に大きく左右されるが，均質な岩盤を想定した場合の塩淡境界の形状は，ガイベン-ヘルツベルグの関係式に代表される。ガイベン-ヘルツベルグの関係式では，海面から塩淡境界面までの深さを定義している。しかし，実際には陸域の地形（山，谷，河川模様，海岸地形），地質の構成（地質の重なり・形状，地層・岩体の物性），水文状況（降雨量，地下水位分布）を反映した形態となっていることが想定される（登坂ほか，1997）。

定（Moore, 1996； Tsunogai et al., 1996），リモートセンシング，赤外線による温度測定（Banks et al., 1996； Bogle and Loy, 1995； Roxburgh, 1985）により測定され，広範囲にわたる地下水の湧出地点を特定した事例が報告されている。

現在のところ，塩淡境界の長期的形成過程，現在の形態，海水準変動に伴う変化などを予測するため，数値解析コードの開発を行うとともに，陸域の地形，地質の構成，水文状況などのデータが比較的揃った地域を対象として解析・検討がなされている。

3.3.2 地下深部の地下水流動特性に関する調査・解析事例

地下 1,000m 程度までの地下水流動特性を把握するためには，大規模な地下水流動系の領域を対象とした調査・解析の地表調査から実施することが必要となる。この段階では，空中および地表からの物理探査，地表調査，地表での観測などを実施し，調査領域の地下水流動に影響を及ぼすと考えられる断層などの大規模な地質構造や，表層部の涵養量を把握するための事前調査が重要となる。これらの事前調査結果を基に，次にボーリング調査などの詳細な調査を行なうことによって，地下深部の動水勾配や透水性についての正確な情報が取得可能となる。さらに， 地下研究施設を用いた調査研究を実施することによって，地下坑道周辺の詳細な水みちの構造やそこでの地下水流動特性について，明らかにすることができるものと考えられる。このような段階的な調査手法は，スウェーデンやカナダなどのサイト特性調査においても用いられている手法である（例えば SKB, 1993）。

これまで東濃地域および東濃鉱山において広域地下水流動研究および立坑掘削に伴う地下水影響調査を，また釜石鉱山において坑道周辺の地下水流動を対象とした研究を実施してきた。

広域地下水流動研究，立坑掘削に伴う地下水影響調査は，地下水流動を把握することを目的として実施したものである。これらの調査・研究として，(1) 水理特性データの取得（場の理解），(2) 水理地質構造モデルの構築（場のモデル化），(3) 地下水流動解析（数値解析），(4) 長期観測との比較によるモデルの検証（調査・解析手法の確立）という一連の地下水流動特性評価アプローチに基づき調査・解析を実施している。

また坑道周辺の地下水流動を対象とした研究としては，釜石鉱山の地下坑道を研究の場として，主に亀裂性岩盤中の地下水流動のモデル化に関する研究を実施しており，割れ目モデルの亀裂性岩盤への適用性の確認などを行った。以下に，これらの調査研究の実施内容と結果を示す。

1) 東濃地域における広域地下水流動研究

(1) 調査・解析領域の設定

広域の地下水流動を対象とした調査・解析の目的は，地下水の涵養から流出までの主要な地下水の流動系を総合的に明らかにするための調査・解析手法の構築と，地下深部の地下水流動を解明するために必要な信頼性の高い水理データの取得にある。

主要な地下水の流動系を把握するためには，その周囲の大局的な地下水の流れの中での位置づけを明らかにしておく必要がある。そこで，東濃地域における主要な地下水の流動系を把握するため，周辺地域の地形や断層に関する文献などの調査を行った。その結果，主要な断層系に囲まれた約 30km 四方程度（図 3.3-8）の領域が東濃地域の大局的な地下水流動場を決定していると考えられ，この領域を大局的な地下水流動を把握するための領域として地下水流動解析を行った（三枝ほか，1997）。

(2) 地下水流動特性の評価手法の概要

地下水流動特性を評価するためには，地下水流動の場となる地質環境について地質学的な観点から幅広く調査し，把握する必要がある。さらに，地質環境の構成要素である地下水の動きを把握するためには，地下水の流速の大きさ・方向と流動経路を決定する岩盤の透水係数の分布，水頭を決定する地形，および地下水流動解析上の上部境界条件となる地下水涵養量などの情報が必要である。

地下水流動特性の評価は，
・表層水理調査
・深層水理調査
・上記調査結果を基にした水理地質構造モデルの構築および地下水流動解析
・地下深部の間隙水圧分布の計測による地下水流動モデルの検証
という手順で行った。

まず，表層水理調査，深層水理調査は，対象とする領域の水理地質構造や水理学的境界条件を設定するために実施した。次に，水理地質構造モデルの構築，地下水流動解析においては，表層水理調査，深層水理調査から得られた知見に基づいて，水理地質構造のモデル化ならびに地下水流動解析コードを用いた地表から地下深部までの地下水の流れの予測を行った。

地下水流動解析結果は，検証のためのデータと比較することによって結果の妥当性を検討した。検証のためのデータは，解析に用いた場の理解のためのデータとは独立の調査観測により取得することによって，評価の客観性を担保した。

(3) 水理特性データの取得

水理特性データを取得するため，河川流量調査，地表地質踏査，リモートセンシン

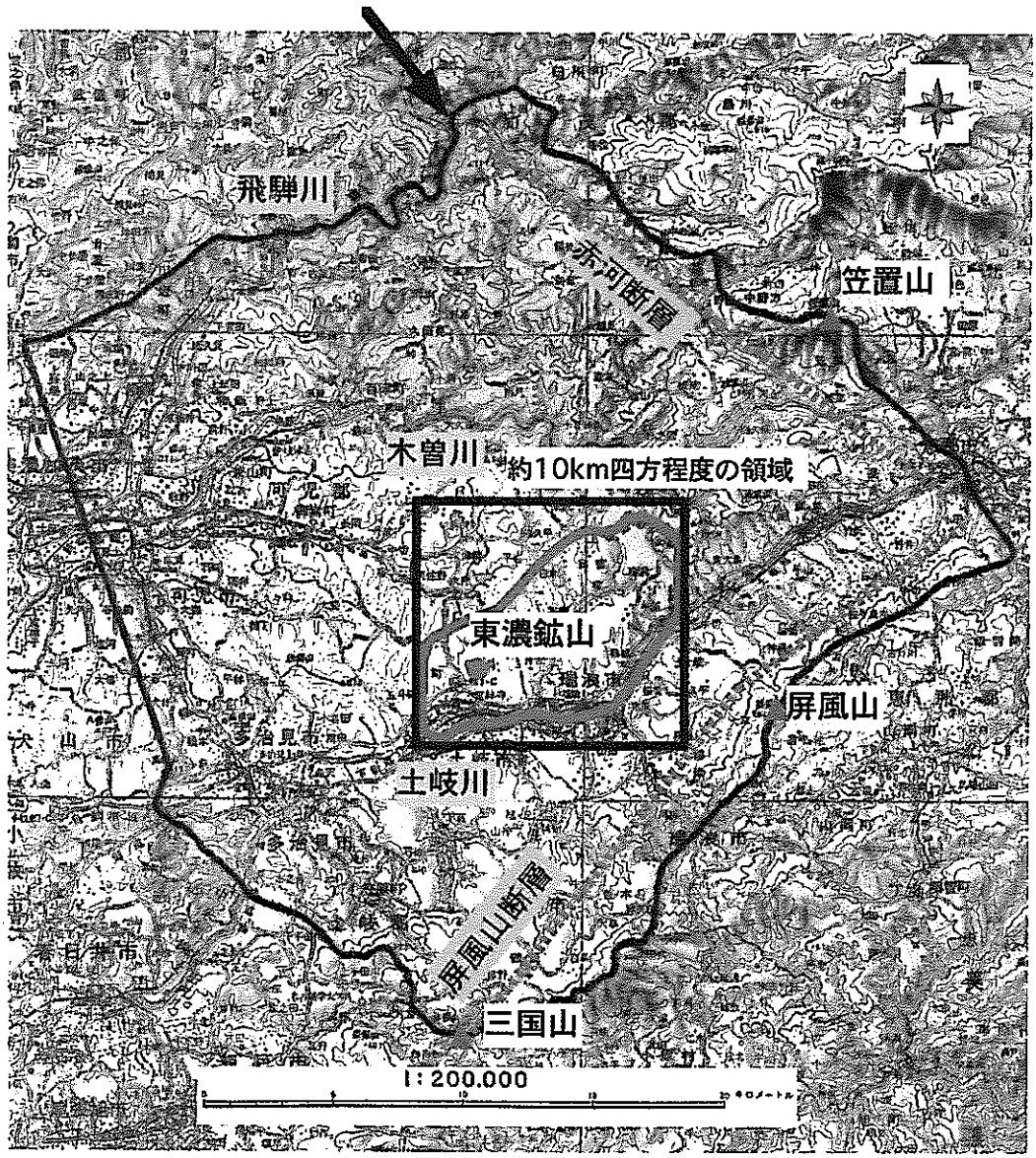


図 3.3-8 東濃地域における広域の地下水流動研究例

東濃地域における主要な地下水の流動系を把握するため，周辺地域の地形や断層に関する文献などの調査を行った。その結果，主要な断層系に囲まれた約30km四方程度の領域が東濃地域の大局的な地下水流動場を決定していると考えられ，この領域を大局的な地下水流動を把握するための領域として地下水流動解析を行った（三枝,1997）。解析の結果，東濃鉱山周辺を囲んだ領域の北部が涵養域（降雨などの流入域）となり，領域の南部（土岐川）が流出域となる解析結果が得られた。これらは，東濃鉱山周辺領域が，地下水の主要な流動系であることを示すものである。

グデータ解析などからなる表層水理調査，試錐孔および坑道を利用した水理試験，地下水採水分析などからなる深層水理調査を実施した。

まず表層水理調査，深層水理調査の結果に基づき，地表の水文特性および表層から地下深部までの水理地質構造を把握するとともに，対象とする領域の水理地質構造や水理学的境界条件を設定した。スウェーデンやフィンランドなどにおいても，地下水流動解析の入力パラメータである地下水涵養量や初期条件としての地下水面の分布を把握するため，気象観測，河川流量計測などの水収支観測や浅層地下水位観測が実施されている（例えば，Carlsson, 1983； TVO, 1992； Thore, 1986）。

また渇水期における河川水の調査（流出高，電気伝導度，水質）により，表層の未固結砂礫層は高い貯留性を有し，表層部から河川への地下水流出の大半が未固結砂礫層からであることが分かった。さらに，河川水の水質調査の結果，流域に分布する表層地質の違いにより，河川水の溶存成分が異なることが示された。

東濃鉱山周辺において，表層地質の分布が異なる地域を対象に，浅層試錐孔（深度30～50m)を掘削し，表層部の地質構造，水理特性（透水係数）および水質などを把握した。

次に深層水理調査では， 深度1,000m程度の試錐孔において，物理検層，ボアホールテレビ観察，水理試験などを行い，地下深部の動水勾配，透水係数，岩盤における地下水の流動経路や断層破砕帯の水理学的性質を把握するための調査を実施した。

孔内水理試験では従来の土木分野では対象となりえなかった地下深部の難透水性岩盤の水理学的特性を把握することが必要であるが，これまでの水理試験装置の開発により深度1,000mまでの原位置でのデータ取得が可能となった。水理試験装置は，スウェーデンのアンビリカルホースシステムをはじめ諸外国においても開発を行っている（SKB, 1991）。

調査対象深度が数百m以深であることから，調査機器には高温高圧下で高精度なデータを取得できることが求められている。そのため，水理学的特性調査機器として，深度1,000mまでの難透水性岩盤を対象としたボーリング孔による原位置透水試験装置を開発した（柳澤ほか，1988）。

本装置の基本構造には，ボーリング孔内で発生する孔内崩壊を考慮して，パイプ方式（測定部をロッドに接続して昇降する方式）を採用している。本装置により実施可能な透水試験方法は，非定常法のＪＦＴ法と難透水性岩盤を対象に考案されたパルス法，および定常法の１つである揚水試験である。これらの透水試験法を併用すること

によって，10^{-6}m/s オーダーから 10^{-12}m/s オーダーまでの幅広い透水係数の測定範囲を確保している。

また，ボーリング孔沿いに離散する原位置透水試験データを補完する手法として，物理検層の1手法である電気検層から取得される岩盤の見掛け比抵抗値の分布から岩盤の透水係数を推定する手法を考案した（尾方ほか，1992）。この手法は，岩盤（堆積岩）の見掛け比抵抗値が透水係数と高い相関を示すことを利用して，両者間の相関式を基に見掛け比抵抗値から透水係数を推定するものである。一方，花崗岩などの亀裂性岩盤については，フローメータ検層で測定された流速と原位置透水試験結果との間に相関関係が認められることから，両者間の相関式を用いて岩盤の透水係数を推定する手法を検討した（尾方ほか，1997）。

これらの手法を適用して検層結果と水理試験結果の相関が認められれば，試錐孔内における水理学的特性の連続的な推定が可能である。

さらに，試錐孔間の岩盤の透水係数分布を推定するための空間的補完法の開発を行った。

例えば，フラクタル理論を応用した岩盤の透水係数分布の推定方法として，岩盤の透水係数に関しては，2点間の距離と統計量との関係が，フラクタルスケーリング則に従うことが確認されている（Humm et al.,1944）。この関係を利用した手法の適用性を検証するため，ガラスビーズで設定した不均質透水係数場による試験を実施し，本手法によって実際の流動パターンが忠実に再現されることを確認している（Hatanaka et al., 1995）。この結果を踏まえ，次に本手法を実際の岩盤に適用し，その妥当性を確認した。適用試験は東濃鉱山の敷地内に掘削された4本のボーリング孔を包含する領域（100m 四方の垂直2次元平面）で実施し，電気検層データから推定された透水係数データを基に，領域内の透水係数分布を推定した。推定された透水係数場の妥当性を検証するため，パーティクルトラッキングによるウランの移行解析を実施した。その結果，パーティクルの通過量の大きい場所とウラン鉱化部の位置が一致し，このことから本手法の妥当性および現場適用性が確認された（Clark et al.,1995）。本手法については，3次元化の検討もなされている（竹内ほか，1997）。

(4) 水理地質構造モデルの構築

地質構造に関する調査により構築された地質構造モデルに水理学的な情報を与えることによって水理地質構造モデルを構築する。モデル化する領域の範囲・境界条件は，深層水理調査，および調査に先だって実施する予備的な地下水流動解析の結果を基に設定する。

構築された水理地質構造モデルの妥当性は，このモデルを用いた地下水流動解析の結果と地下水流動解析の入力データとしなかった表層・深層水理調査データ，検証を目的とした降雨量・河川流量などの表層水理定数や間隙水圧の長期観測データ，さらに地下水の水質・年代などのデータとを比較することによって評価した。

東濃鉱山周辺域においては，場の理解のための表層水理調査や深層水理調査の結果を基に調査領域の地質構造モデルを構築し，さらに，深層水理調査などで取得した深部岩盤の試錐孔周辺の透水係数分布を地球統計学的解析手法により，調査領域の三次元分布に拡張した。地球統計学的解析手法については，東濃鉱山周辺領域における堆積岩中の透水係数の分布の推定に適用した結果，クリギング法に比較してＭＫＭ法による推定法が有効であることが確認された。これらの結果を基に，本調査解析領域の水理地質構造をモデル化した。

地球統計学的手法は，透水係数の実測値の分布から透水係数の空間的な相関性を求めて，実測値のない地点の透水係数を推定する手法であり，実際の透水係数を直接的にモデルに反映させ，場の不均質性を合理的に表すことができる点で有効である。

(5) 地下水流動解析とその検証

大局的な地下水の流れを把握するための調査として，東濃地域における主要な断層系に囲まれた約 30km 四方程度の領域（図 3.3-8）を対象として地下水流動解析を行った（三枝ほか，1997）。

その結果，東濃鉱山とその周辺地域を囲んだ領域の北部が涵養域（降雨などの流入域）となり，領域の南部（土岐川）が流出域となる解析結果が得られた（図 3.3-8）。これらは，東濃鉱山周辺領域が，地下水の主要な流動系に位置していることを示すものである。

地下水流動解析にあたっては，本調査解析領域に分布する不均質性のある難透水性岩盤を多孔質媒体とみなし，その中における地下水の流れをダルシー則に基づく有限要素法による三次元定常飽和不飽和浸透流として取り扱った。地下水流動解析は，有限要素法による三次元飽和－不飽和浸透流解析プログラム TAGSAC（Three dimensional Analyses of Groundwater flow SAitama university Code，今井ほか，1990）を使用して行っている。

2) 東濃地域における立坑掘削に伴う地下水流動影響調査

(1) 調査・解析領域の設定

小領域における地表から地下深部までの地下水の流れを把握することを目的として，立坑掘削に伴う地下水流動影響調査を実施した。この調査は，立坑の掘削が周辺

岩盤に与える水理学的な影響について把握するために，東濃鉱山において直径6 m深さ150 mの第2立坑を掘削し，周辺岩盤内の地下水流動に与える影響を調査・解析した。対象領域としては，第2立坑を中心とした約1km×1km（鉛直方向は，地表面から標高0m）の領域を対象とした（図 3.3-9）。この領域を対象として，地下水流動状態を把握すると同時に，実測データを用いて解析結果を検証することにより，水理地質構造モデルの構築，地下水流動解析，結果の検証により一連の地下水流動解析手法の体系化を図った。

(2) 地下水流動特性の評価手法の概要

調査解析の目的は，

・立坑の掘削が周辺岩盤に与える水理学的な影響について把握する
・断層などの不連続面を有し不均質性のある難透水性岩盤を多孔質媒体とみなし，その中における地下水の流れがダルシー則に基づく3次元非定常飽和不飽和浸透流解析手法で表現できることを確かめること
・上記の地下水流動特性評価アプローチの有効性を確認すること

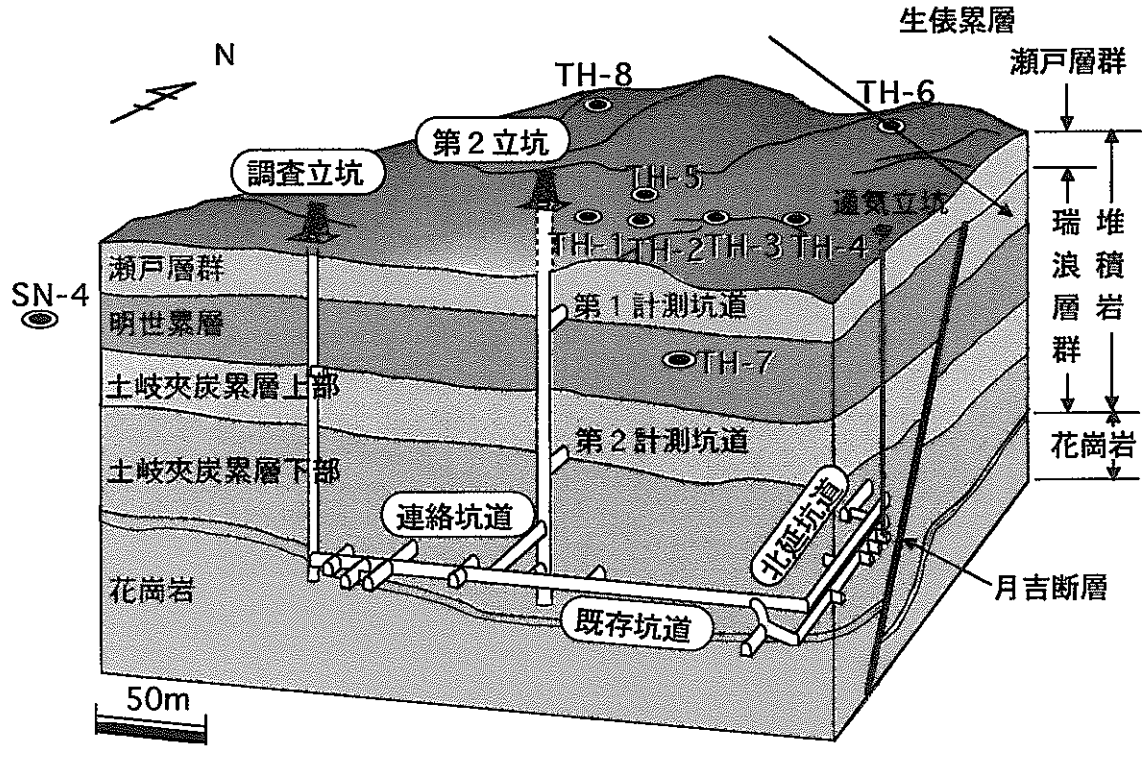
である。

実施内容は，(1) 降雨量・河川流出量・蒸発散量などの実測値に基づく涵養量の設定，(2) 試錐孔を利用した原位置水理試験などに基づく透水係数・間隙水圧などの設定，(3) 地表踏査・地球物理学的調査・試錐調査などに基づく水理地質構造モデルの構築などである。

(3) 水理特性データの取得

本研究における水理特性データの取得（場の理解）として，地表付近の地下水の流れを明らかにするため，東濃鉱山周辺に設置した表層水理定数長期観測システム（気象観測装置，河川流量計，浅層地下水位計，土壌水分計（岡崎ほか，1997）など）を用いて，表層部の水収支観測を行った（図 3.3-10）。地下水流動解析を実施する際に必要となる上部境界条件（地下水涵養量）については，表層水理定数長期観測システムによる1990年から1994年までの5年間の観測結果から，未固結砂礫層から新第三紀の堆積岩への地下水涵養量として，1日あたり平均0.94mm（観測流域の上流側）および0.19mm（観測流域全流域)を算出した。上流側の地下水涵養量が全流域の約5倍の値を示すことから，上流側は涵養域と考えられる。水収支観測データと，算出された涵養量を表 3.3-2 に示す。この結果から，涵養量については経年変化が見られるため，涵養量算出のための表層水理観測は複数年継続して実施する必要があることが示された。解析領域全体に与える涵養量としては，正馬川全流域における1990年4月から1995年3月までの5年間の平均である0.19mm/日（69 mm/年）を設定した。

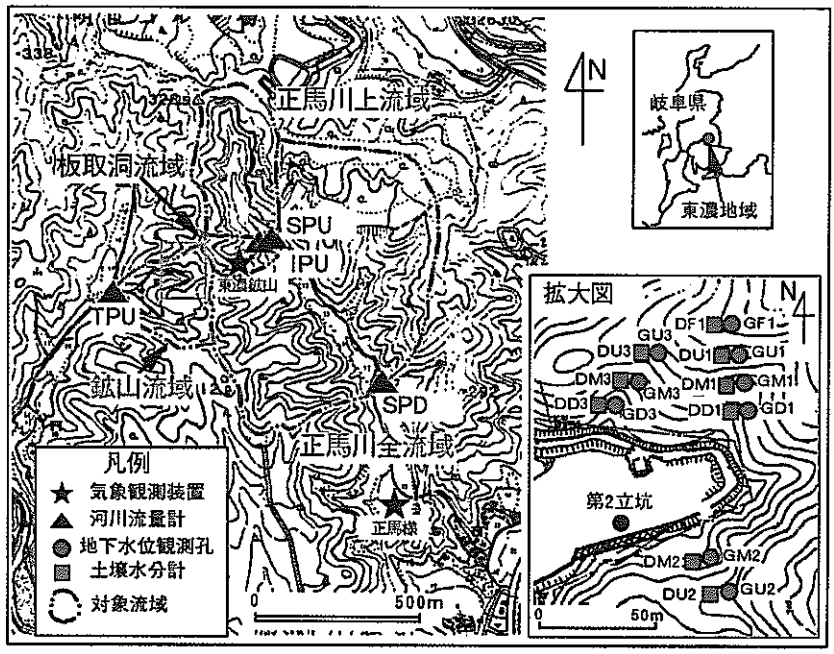
また，深部岩盤の断層などの地質構造を把握するため弾性波探査（掘削法および反



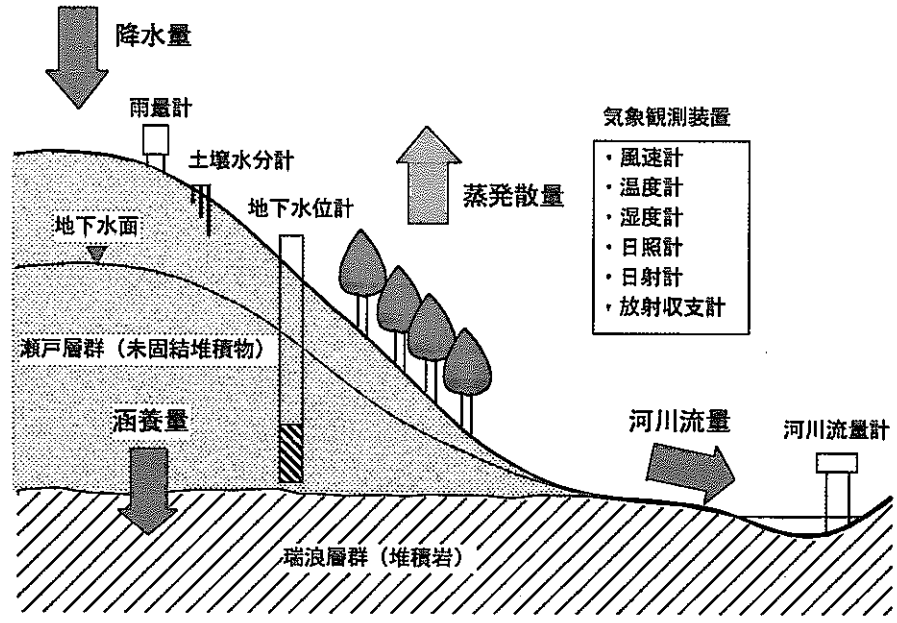
第2立坑：内径 6m，深度 150m，掘削期間 1990.1～1991.7

図 3.3-9 東濃鉱山周辺における調査・解析領域の概要

東濃鉱山において直径6m深さ150mの第2立坑を掘削し，周辺岩盤内の地下水流動に与える影響を調査・解析した。対象領域としては，第2立坑を中心とした約1km×1km（鉛直方向は，地表面から標高0m）の領域を対象とした。この領域を対象として，地下水流動状態を把握すると同時に，実測データを用いて解析結果を検証することにより，水理地質構造モデルの構築，地下水流動解析，結果の検証により一連の地下水流動解析手法の体系化を図った。



調査流域位置図



表層水理定数長期観測システム概念図

図 3.3-10 表層水理観測の概要

水理特性データの取得（場の理解）として，地表付近の地下水の流れを明らかにするため，東濃鉱山周辺に設置した表層水理定数長期観測システム(気象観測装置，河川流量計，浅層地下水位計，土壌水分計（岡崎ほか，1997）など）を用いて，表層部の水収支観測を行った。

地下水流動解析を実施する際に必要となる上部境界条件（地下水涵養量）については，表層水理定数長期観測システムによる1990年から1994年までの５年間の観測結果に基づいて，未固結砂礫層から新第三紀の堆積岩への地下水涵養量を算出した。

表 3.3-2 年度別水収支一覧

年度		1990	1991	1992	1993	1994	平均
降水量		1,532	1,885	1,304	1,657	1,079	1,491
蒸発散量		525	463	495	414	492	478
降水量に対する蒸発散量の割合		34%	25%	38%	25%	46%	32%
正馬川上流域	河川流量	666	958	521	877	337	672
	降水量に対する河川流量の割合	43%	51%	40%	53%	31%	44%
	浸透量	341	464	288	366	250	341
	降水量に対する浸透量の割合	22%	25%	22%	22%	23%	23%
正馬川全流域	河川流量	970	1,348	790	1,180	434	944
	降水量に対する河川流量の割合	63%	72%	61%	71%	40%	61%
	浸透量	37	74	19	63	153	69
	降水量に対する浸透量の割合	2%	4%	1%	4%	14%	5%
鉱山流域	河川流量	—	1,303	—	—	410	857
	降水量に対する河川流量の割合	—	69%	—	—	38%	54%
	浸透量	—	119	—	—	177	157
	降水量に対する浸透量の割合	—	6%	—	—	16%	11%

単位：［mm］

観測データを基にして未固結砂礫層から新第三紀の堆積岩への涵養量を算定した。涵養量には、統計的な水収支の観点から次式を用いた。

G＝P－E－Q（G：涵養量，P：降水量，E：蒸発散量，Q：河川流出量）

蒸発散量については、現地で正確に測定する方法が確立されていないため、推定法によって求めた。ここでは，Penman法によって推定された可能蒸発散量に0.7を乗じたものを実蒸発散量として涵養量の算出に用いた。

このようにして算出した観測流域全流域の涵養量の1990年4月から1995年3月までの5年間の平均は、(1,491-478-944)/365=0.19mm／日が得られた。上流側観測域の涵養量は，(1,491-478-672)/365=0.94mm／日であり，流域全体の約5倍の値を示すことから，上流側観測域は涵養域と考えられる。

射法）を実施した。さらに深部岩盤中（泥岩・砂岩・礫岩および花崗岩）の水理地質状況などを把握するために，調査領域の外縁に沿って，深度200 m前後の試錐孔5本，第2立坑を中心として試錐孔4本を掘削し，物理検層・ボアホールテレビによる坑壁観察・岩芯観察・原位置透水試験・地下水の採取などを実施した。

その他，深部岩盤の深度別の間隙水圧を観測するため，多点式間隙水圧観測システム（MPシステム，Black et al., 1986）を設置し，第2立坑掘削が周辺岩盤の水理学的環境に与える影響を長期にわたって把握するためのデータを取得した。

(4) 水理地質構造モデルの構築

水理地質構造モデルは領域内で実施された地表踏査や岩芯観察に基づく地質学的知見，および孔内水理試験結果と電気検層による見掛け比抵抗値との関係より推定された透水係数値の鉛直分布に基づき作成した。本領域内の水理地質構造の特徴は以下のように集約できる。

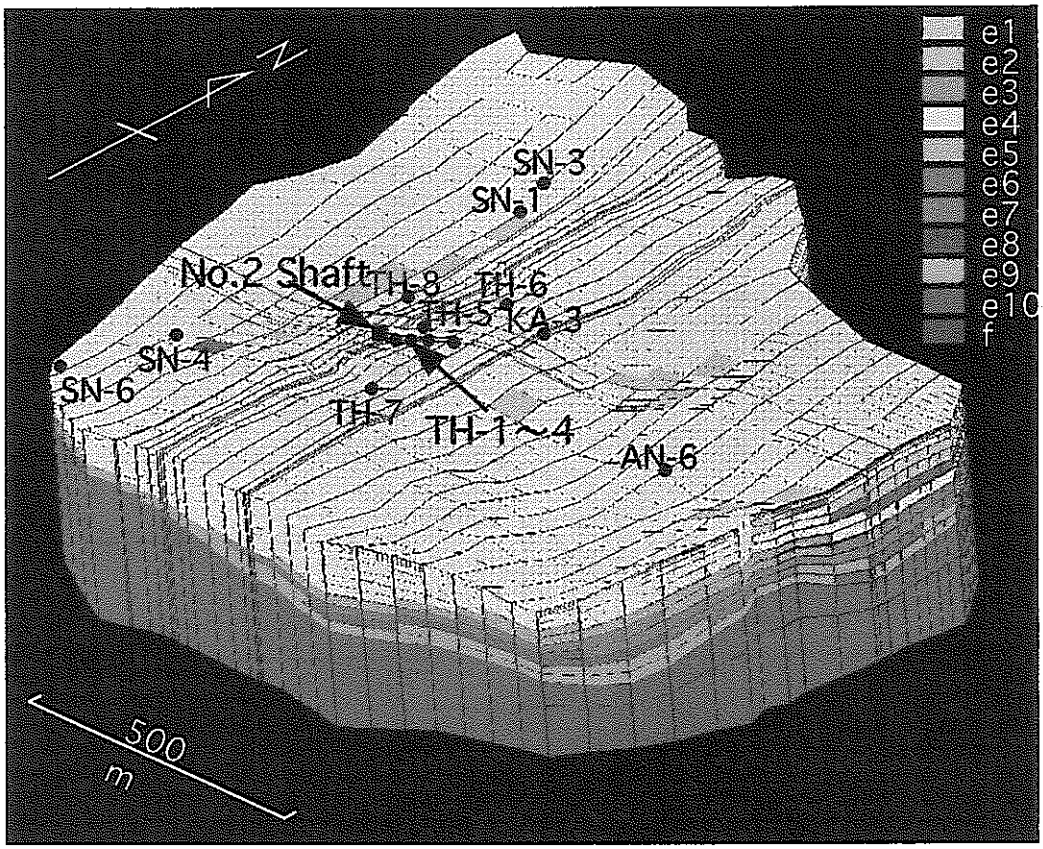
・花崗岩上の不整合面は領域中央で凹状を呈している。
・月吉断層は粘土を含む難透水性逆断層である。
・未固結砂礫層直下の不整合面はほぼ水平に存在する。
・花崗岩と砂岩・礫岩層の間には花崗岩風化部および礫岩から成る高透水性部が存在する。

以上の水理地質構造上の特徴および各試錐孔での測定結果から，図 3.3-11 に示す１０層からなる水理地質構造モデルを構築した。また，地形，ＭＰ計測試錐孔，第2立坑，調査立坑，調査坑道位置および水理地質構造を考慮して要素分割を行った（要素数15,283，節点数17,280）。

(5) 地下水流動解析とその検証

地下水流動解析にあたっては，地形，東濃鉱山の坑道，月吉断層，および試錐孔をモデル上考慮し，また東濃鉱山周辺での地質調査データ，原位置透水試験データ，表層水理観測データなどを整理・総合化することによって，解析モデルの精度や境界条件に反映させた。

本解析は，立坑の掘削に伴って生じる地下水の水頭変化と第2立坑への湧水量を非定常解析によりシミュレートするもので，その結果を，第2立坑内で測定された湧水量，および立坑周辺に掘削された観測用ボーリング孔から取得された間隙水圧の長期観測結果と比較した。解析結果は間隙水圧の観測結果と良い一致を示しており（図3.3-12），立坑掘削による影響に関する予測解析は妥当であったといえる。さらに，湧水量の予測値は実測値と良く一致しており，第2立坑の掘削終了とともにほぼ定常に達するという傾向を表現することができた（図 3.3-13）。また，第2立坑の掘削の



地質番号	透水係数 (m/sec)	比貯留率 (1/m)	空隙率	備　考
f	1.0×10^{-10}	1.0×10^{-4}	0.3	月吉断層
e1	1.0×10^{-7}	1.0×10^{-4}	0.4	表土＋瀬戸層群
e2	5.0×10^{-10}	1.0×10^{-5}	0.3	生俵累層
e3	5.0×10^{-8}	1.0×10^{-5}	0.3	生俵累層
e4	1.0×10^{-8}	1.0×10^{-5}	0.3	明世累層
e5	5.0×10^{-10}	1.0×10^{-5}	0.3	明世累層
e6	1.0×10^{-9}	1.0×10^{-5}	0.3	明世累層
e7	5.0×10^{-9}	1.0×10^{-5}	0.3	土岐夾炭累層
e8	1.0×10^{-8}	1.0×10^{-5}	0.3	土岐夾炭累層
e9	1.0×10^{-7}	1.0×10^{-5}	0.3	土岐夾炭累層基底礫岩＋花崗岩（風化部）
e10	1.0×10^{-9}	1.0×10^{-7}	0.1	花崗岩（健岩部）

図 3.3-11 東濃鉱山周辺における地下水流動調査・解析領域の水理地質構造モデル

地形，ＭＰ計測試錐孔，第２立坑，調査立坑，調査坑道位置および水理地質構造を考慮して要素分割を行った（要素数15,283，節点数17,280）。

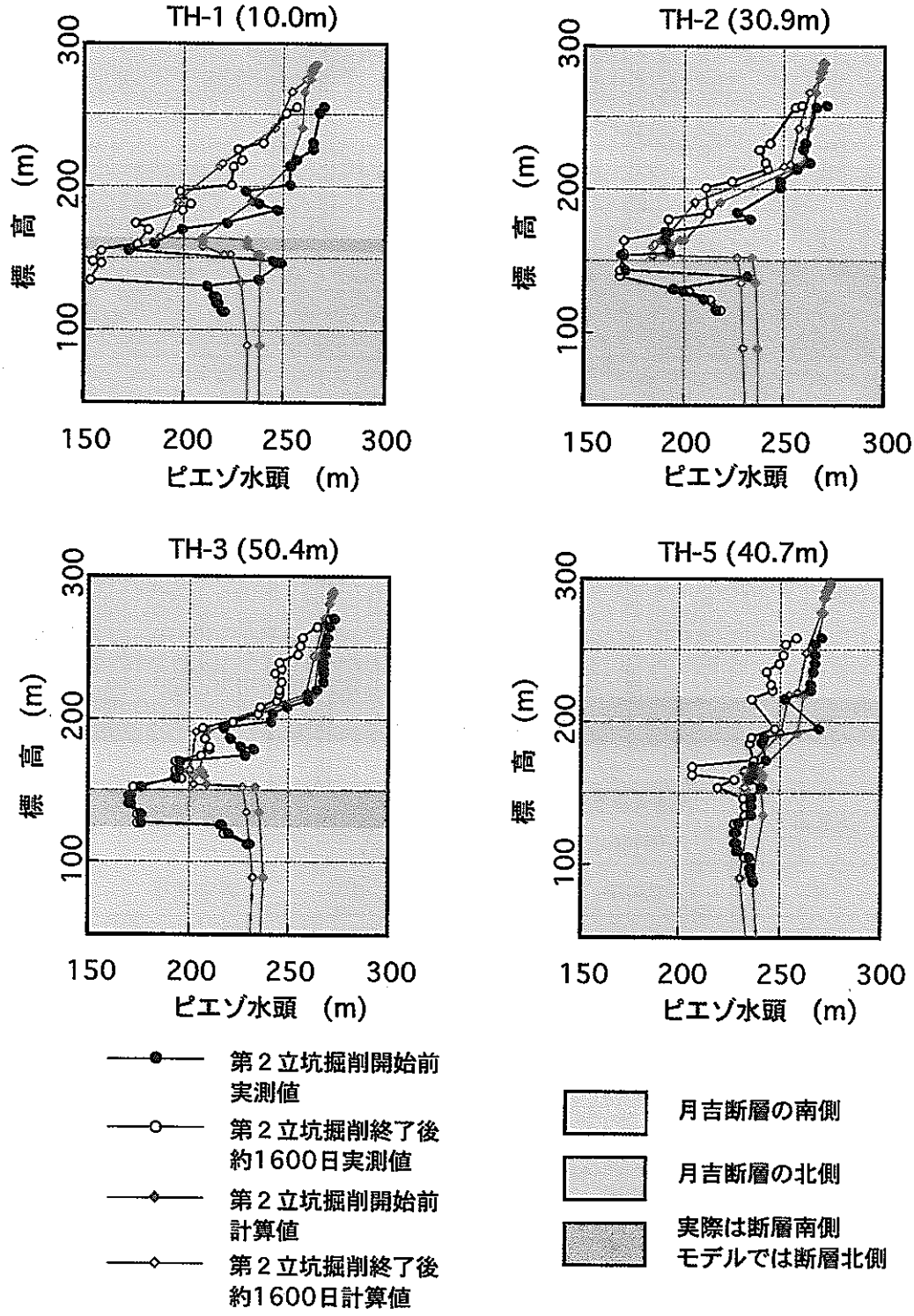


図 3.3-12 間隙水圧観測孔におけるピエゾ水頭分布

調査立坑や既存坑道が存在する月吉断層の南側の試錐孔（TH-1,2,3）では，標高約160mレベルに位置する既存坑道に起因すると思われる影響により，既存坑道レベル付近まで水頭が低下している。一方，断層の北側（TH-5の標高215m以深）では，既存坑道の影響と思われる顕著な水頭低下は見られない。このようなピエゾ水頭の実測値の分布傾向と地下水流動解析の結果は良い一致を示した。また，TH-1,2,3で見られるような，断層を境にした水頭の急激な変化についても，実測値と解析結果は良い一致を示している。

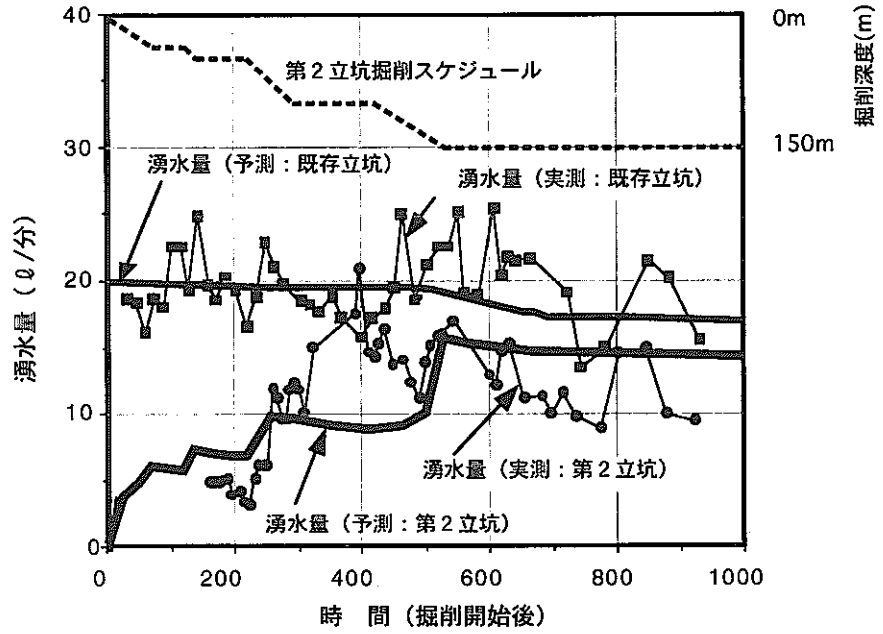
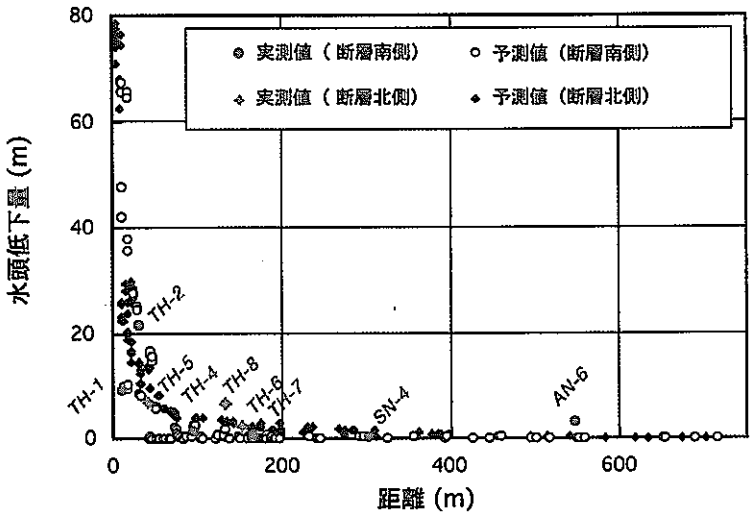


図 3.3-13 第2立坑内への地下水湧水量の時間的変化の予測値と実測値の比較

立坑の掘削に伴って生じる地下水の水頭変化と第2立坑への湧水量を非定常解析によりシミュレートし，その結果を，第2立坑内で測定された湧水量，および立坑周辺に掘削された観測用ボーリング孔から取得された間隙水圧の長期観測結果と比較した。湧水量の予測値は実測値と良く一致しており，第2立坑の掘削終了とともにほぼ定常に達するという傾向を表現することができた。



第2立坑掘削前 → 第2立坑掘削終了後1600日

図 3.3-14 第2立坑からの距離と水頭低下量の関係（標高160～162mの範囲）

第2立坑の掘削の影響による水頭低下量を把握するために，東濃鉱山坑道レベル（標高160～162mの範囲）における第2立坑からの水平距離と水頭低下量の関係を図に示した。その結果，水頭低下がみられる範囲は，坑道から2～300m以上離れた地点まで拡がっているが，第2立坑の掘削により水頭が10m以上低下する範囲は，100m以内に収まっていることが予測され，実測値と良く一致している。

影響による水頭低下量を把握するために，東濃鉱山坑道レベル（標高160～162mの範囲）\における第2立坑からの水平距離と水頭低下量の関係を図 3.3-14 に示した。その結果，水頭10m以上低下する範囲は，100m以内に収まってることが予測され，実測値と良く一致した。
以上のことより，

・断層などの不連続面を有し不均質性のある難透水性岩盤を多孔質媒体とみなし，その中における地下水の流れがダルシー則に基づく3次元非定常不飽和浸透流解析手法で表現できること
・(1) 水理特性データの取得，(2) 水理地質構造モデルの構築，(3) 地下水流動予測解析，(4) 長期観測との比較によるモデルの検証という一連の地下水流動特性評価アプローチが有効であること

が確認された。

3) 釜石鉱山における坑道周辺の地下水流動調査

坑道周辺領域を対象とした地下水流動に関する研究では，釜石鉱山の地下坑道を対象として，亀裂性岩盤中の割れ目を主たる地下水の移行経路としてネットワーク状にモデル化することにより地下水流動特性の評価を行った。また，亀裂性岩盤中の地下水の移行経路や水理特性の空間的な広がりを3次元的に把握するために，原位置試験により取得したデータと地球物理学的調査手法で用いられている解析手法を組み合わせた調査・解析手法の体系化を進めた。

また，割れ目のモデル化に関する調査研究とともに，地下水の移行経路としての基本単位となる単一割れ目における物質の移行挙動を把握するため，釜石鉱山においてトレーサー試験を実施し，物質の移行挙動について検討した（サイクル技報，1999（準備中））。

坑道内での調査については，地下の坑道近傍の坑道掘削の影響を受けたゆるみ領域において間隙水圧測定や透水試験を行うための水理学的ゆるみ領域計測装置を開発し，東濃鉱山と釜石鉱山でその適用性を確認した（安達ほか，1993）。さらに坑道壁面からの蒸発量を精密に測定する装置を開発し，東濃鉱山，釜石鉱山およびスウェーデン（ストリパプロジェクト）などでその適用性を確認した（渡辺ほか，1989；1990）。

(1) 亀裂性岩盤における坑道周辺の水理学的特性

亀裂性岩盤における坑道周辺の水理学的特性として，数m以上のスケールにおいては，ネットワーク状に発達する割れ目の分布が水理物質移行を支配していると考えられる。単一割れ目では，割れ目内の移流分散とその割れ目に接する岩盤マトリクス方向への拡散・収着が考えられ，さらに割れ目周辺形状の複雑さから様々な拡散が考えられる。これらの水理学的特性を把握するために，坑道周辺の数10mスケールの

領域に注目し，ネットワーク状に発達する割れ目，特に地下水の移行経路となる割れ目の分布を調査した。さらに，水理物質移行現象を把握するために，坑道周辺の水理条件を把握した上で割れ目ネットワークの基本単位となる単一割れ目ならびに割れ目帯を対象とした原位置試験を実施した。

坑道周辺の数１０mスケールの領域の割れ目の分布の調査では，試錐孔からの水理学的調査を行った。その結果，試錐孔間の水圧応答観測では，水理学的な連結性を明らかにすることができ，部分的に透水性割れ目を特定することができた。

(2) 亀裂性岩盤におけるモデル化手法の適用性の検証

亀裂性岩盤における地下水の移行経路は，岩盤中のネットワーク状に分布する割れ目に支配され，その割れ目が選択的経路になる。したがって，地下水流動特性を把握するためには，地下水の移行経路となる割れ目を取り出し，割れ目ネットワークをモデル化し地下水流動解析を行うことが重要である。

割れ目は，結晶質の岩石や固結度の高い堆積岩では普遍的に存在し，形態的な特徴に基づく分類がなされている（吉田ほか，1989）。釜石鉱山の花崗岩の場合には，固結した後の外力によって割れ目が形成され，その後，地下水（あるいは熱水）との反応によって割れ目内充填鉱物が生成したことが確認されている（サイクル技報，1999（準備中））。また，割れ目に沿って変質帯が形成されていることも多い（Osawa et al., 1995）。これらの割れ目は，互いに連結してネットワーク構造を構成することによって，移行経路として働くことが認められている。このようなネットワーク構造の理解は，岩盤中の核種移行解析を行う上で重要である（例えばNEA, 1991）。ネットワーク構造を理解するため，透水経路となる割れ目を選択し，割れ目ネットワークを作り，地下水流動を解析するフラクチャーネットワークモデル（Don-Chan モデル）を開発した。

Don-Chan モデルは，地下水の移行経路となっている割れ目面上に存在する水みちを管路のように考え，それらが作る３次元管路網を用いて岩盤中の地下水流動をシミュレートするものである。Don-Chan モデルでは，割れ目の交線部，割れ目の曲がり部，割れ目の分岐部，ステップ構造，および割れ目端部といった小割れ目の集中する構造を水みちとして再現する。また，割れ目の条線方向の流れも同時に考慮する。

Don-Chan モデルの現場適用性を評価するため，釜石原位置試験場で実施されたトレーサー試験のシミュレーションを実施した。割れ目のモデル化にあたっては，坑道の壁面に見られる割れ目の形態や幾何学情報を収集した。これらの情報を基に，割れ目モデル，および３次元管路網を作成し，原位置透水試験結果を基に管路の透水係数を設定した（図 3.3-15）。

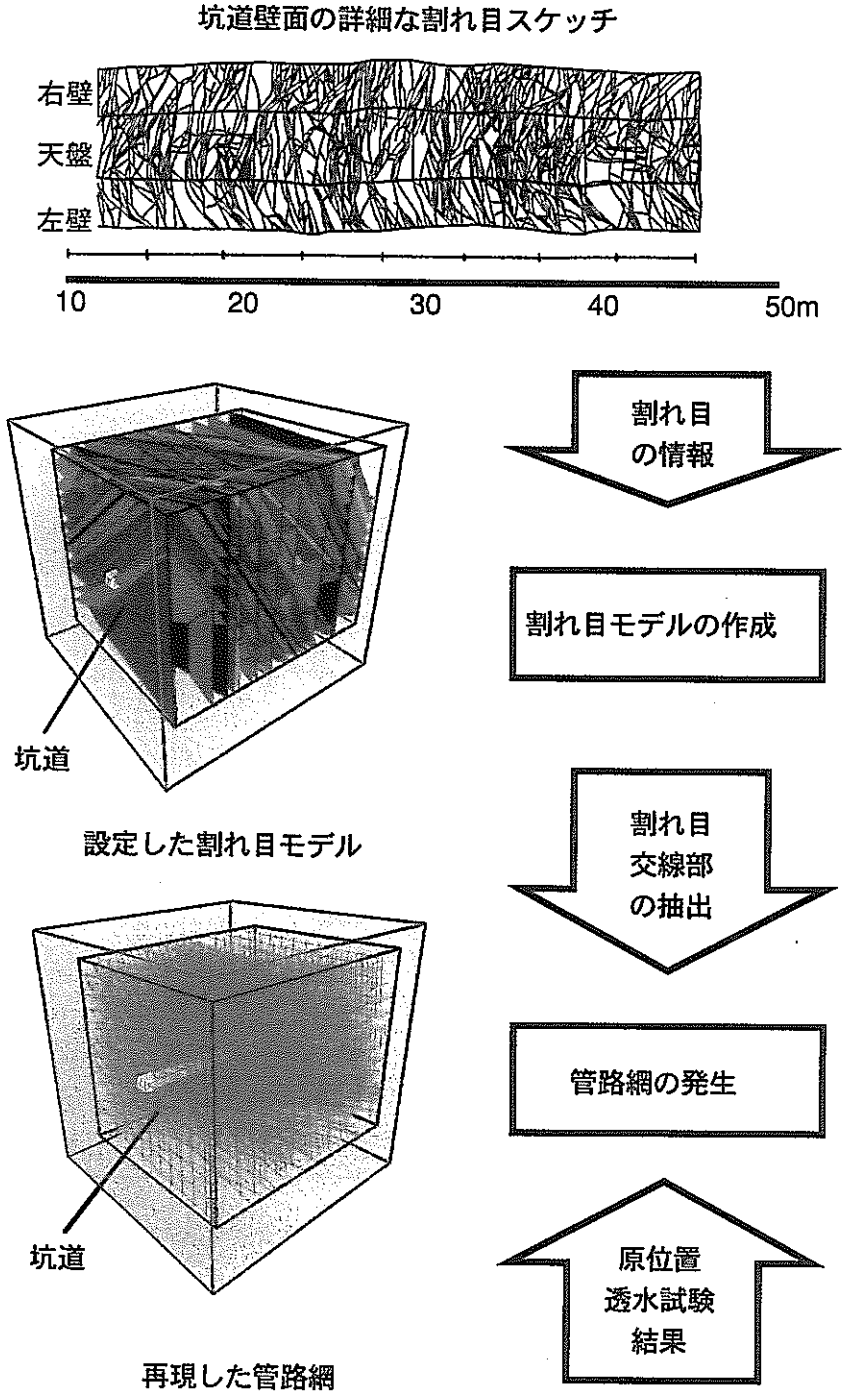


図 3.3-15 Don-Chanモデルにおける3次元管路網の構築

Don-Chanモデルは，地下水の移行経路となっている割れ目面上に存在する水みちを管路のように考え，それらが作る3次元管路網を用いて岩盤中の地下水流動をシミュレートするものである。Don-Chanモデルでは，割れ目の交線部，割れ目の曲がり部，割れ目の分岐部，ステップ構造，および割れ目端部といった小割れ目の集中する構造を水みちとして再現する。また，割れ目の条線方向の流れも同時に考慮する。

割れ目のモデル化にあたっては，坑道の壁面に見られる割れ目の形態や幾何学情報を収集した。これらの情報を基に，割れ目モデル，および3次元管路網を作成し，原位置透水試験結果を基に管路の透水係数を設定した。

このモデルを用いてパーティクルトラッキング法でトレーサーの出現位置，および破過曲線をシミュレートした。その結果，トレーサーの出現位置については，実際の試験結果と良く一致しており，破過曲線についても，ピークの位置や曲線全体の傾向を表現することができた（図 3.3-16）。このことから，本手法の妥当性が確認できた。

(3) 亀裂性岩盤中の地下水流動特性の調査・解析手法

亀裂性岩盤中の地下水流動解析の手法として，釜石鉱山を対象とした解析では，連続体モデル（通常の三次元有限要素法解析コード，等価不均質場の発生および逆解析のルーチンを組み込んだ三次元有限要素法解析コード），不連続体モデル（FracMan コード, Don-Chan モデル），等価不均質連続体モデルを使用した。花崗岩類を対象とした解析では，より現実に近いモデルの作成・解析を実施するためには，透水割れ目の分布特性を反映できる解析手法である必要がある。不連続体モデル，等価不均質連続体モデルは，不連続性岩盤に顕著であるスケール効果を表現できる点で花崗岩類を対象とした解析手法としての適用性が高いと判断される（下茂ほか，1996；下茂ほか，1997）。また，これらの３つの手法は，不連続性岩盤で顕著である間隙水圧分布や坑道湧水量の局所的な変化もある程度表現できることが示された。

亀裂性岩盤中の地下水の移行経路や水理特性の空間的な広がりを３次元的に把握するために，原位置試験結果と比抵抗・電磁波などの地球物理学的調査手法で用いられている解析手法を組み合わせた調査・解析手法の体系化を進めた。調査・解析手法としては，クロスホール試験によって求められた圧力水頭の経時変化と３次元浸透理論とを組み合わせる方法（西垣ほか, 1991； 中屋ほか，1992）や，求められた圧力水頭の経時変化を理論曲線とマッチングさせる方法（Hsieh et al, 1985）などがある。クロスホール試験は，水圧パルス法（登坂ほか，1990，増本ほか，1992），シヌソイダル試験などに分類され，とくに，シヌソイダル試験はスウェーデンのストリパプロジェクトにおいて十分な適用性が示された（Black et al., 1986）。

釜石鉱山においても，試錐孔間試験装置の適用試験を実施し，装置の性能の確認および解析手法の検討を行った（竹内ほか，1998）。本装置は，物質移行現象の解明に不可欠な単一割れ目の透水係数および比貯留係数，ならびにこれらの水理定数の異方性や水理学的連続性に関するデータを取得するために開発され，最大の特長は正弦波圧力注水試験が実施できることである。正弦波パターンの圧力注水により，潮汐などによってバックグランドの水圧が変化した場合でも，試験の圧力応答の抽出が可能となった。

3.3.3 まとめ

文献調査および東濃地域や釜石鉱山で行なってきた調査研究から，地下深部の地下

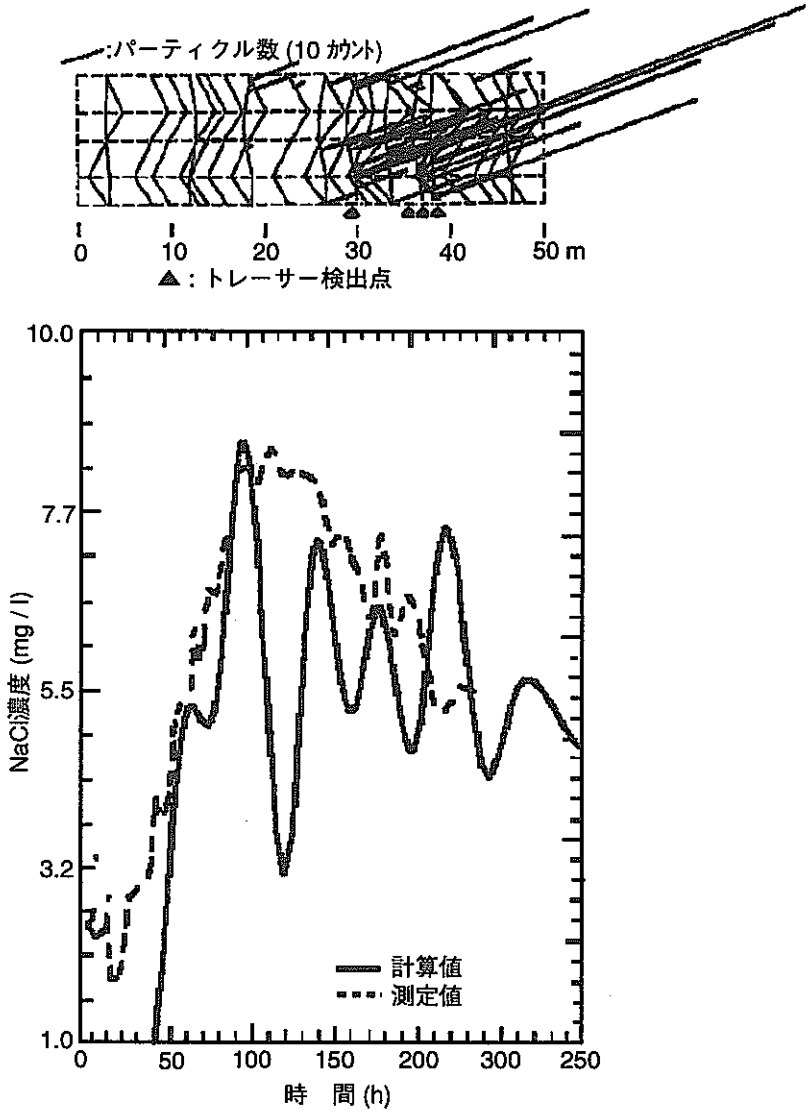


図 3.3-16 Don-Chanモデルによるトレーサー試験の
シミュレーション結果と実測値の比較

Don-Chanモデルの現場適用性を評価するため，釜石原位置試験場で実施されたトレーサー試験のシミュレーションを実施した。割れ目のモデル化にあたっては，坑道の壁面に見られる割れ目の形態や幾何学情報を収集した。これらの情報を基に，割れ目モデル，および3次元管路網を作成し，原位置透水試験結果を基に管路の透水係数を設定した（図 3.3-15）。

このモデルを用いてパーティクルトラッキング法でトレーサーの出現位置，および破過曲線をシミュレートした。その結果，トレーサーの出現位置については，実際の試験結果と良く一致しており，破過曲線についても，ピークの位置や曲線全体の傾向を表現することができた。このことから，本手法の妥当性が確認できた。

水流動特性について以下の知見が得られた。

地下水流動特性にとって重要な地下深部の動水勾配と岩盤自体の透水性に関しては，実測データの取得に重点を置いて情報を整備した。調査・解析手法に関しては，東濃地域および東濃鉱山において実施してきた1)広域地下水流動研究，2)立坑掘削に伴う地下水影響調査，そして釜石鉱山において実施してきた3)坑道周辺の地下水流動を対象とした研究の結果をもとに，地下深部の地下水流動特性を把握するための段階的な調査・解析手法の適用性を確認した。

①わが国の地下深部の地下水流動特性

地表付近の動水勾配の値を地形との関係で整理するとともに，地下深部の動水勾配が地表付近に比べて小さくなる傾向を，解析および実測データにより確認した。また，岩盤の透水性については，岩種ごとにデータを整理した。その結果，花崗岩の透水係数は，東濃地域・釜石鉱山とも 10^{-8}m/s オーダーを中心に，10^{-12}～10^{-6}m/s オーダーの範囲に分布していることが示された。

②調査・解析研究

地下深部の地下水流動特性を把握するために，地下水流動に影響を及ぼすと考えられる断層などの大規模な地質構造や，表層部の水収支あるいは表層部の水理学的特性を把握した。これらの結果を基に，ボーリング調査などの詳細な調査を行なうことによって，地下深部の動水勾配や透水性についての正確な情報が取得可能となった。さらに，坑道周辺の地下水流動を対象とした調査研究を実施することによって，地下坑道周辺の詳細な水みちの構造やそこでの地下水流動特性について，明らかにすることができ，このような段階的な調査・解析手法手法の適用性を確認した。

参考文献

Almen,K.E., Andersson,O., Fridh,B., Gustafsson,E., Nilsson,G. and Axelsen,K. (1986)：Site investigation equipment for geological, geophysical, hydrogeological and hydrochemical characterization, SKB Tech. Rep. 86-16, SKB, Stockholm.

安達哲也，杉原弘造（1996）：堆積軟岩での掘削影響領域の透水係数測定，土木学会第51回年次学術講演発表会，pp.362-363.

Banks,W.S.L., Paylor,R.L. and Hughes,W.B. (1996)：Using Thermal-Infrared Imagery to Delineate Ground-Water Discharge, Ground Water, 34, pp.434-443.

Black,J.H. and Ki,K.L. (1986)：Determination of hydrogeological parameter using sinusoidal pressure tests: A theoretical araisal, Water Resources Res., 17, pp.686-692.

Black,J.H. (1986)：Crosshole investigations: The method, theory and analysis of crosshole sinusoidal pressure tests in fissured rock, Stripa Project IR 86-03, SKB, Stockholm.

Black,W.H., Smith,H.R. and Patton,F.D. (1986)：Multiple level groundwater monitoring with the MP System, In: Proc. NWWA-AGU Conf. on Surface and Borehole Geophysical Methods and Groundwater Instrumentation, pp.41-61.

Bogle,F.R. and Loy,K. (1995)：The Alication of Thermal Infrared Thermography in the Identification of Submerged Springs in Chickamauga Reservoir, Hamilton County, Tennessee, Karst Geohazards, 1995, pp.415-424.

Bouwer,H. (1978)：Groundwater Hydrology, McGrawhill, New York.

Brooks,J. (1961)：The submarine spring off Crescent Beach, Frolida, Fla. Acad. Sci. Q. J., 24, pp.122-134.

Burdon,H. (1964)：Karst groundwater investigation in Greece, Food and Agriculture Organization, Rome, p.99.

Carlsson,L. and Gidlund,G. (1983)：Evaluation of the hydrogeological conditions at Finnsjon, KBS/SKBF Tech. Rep. 83-56, KBS/SKBF, Stockholm.

Clark,K.J., Takase,H., Impey,M.D., Humm,J.P., Maekawa,K., Ogata,N. and Yanagizawa,K. (1995)：Natural Analogue Study of Uranium Migration in the Tono Mine, Sci. Basis Nucl. Waste Manag., XIX, pp.767-773.

Cooper,H.H., Kohout,F.A., Henry,H.R. and Glover,R.E. (1964)：Sea Water in Coastal Aquifers, USGS, Water-Suly Pap. 1913-C, p.84.

Davidson,C.C., Brown,R.A., Everitt,R.A., Gascoyne,M., Lodha,G.S., Martin,C.D., Soonawala,N.M., Stevenson,D.R., Thorne,G.A. and Whitaker,S.H. (1994)：The disposal of Canada's Nuclear Fuel Waste, Site Screening and Site Evaluation Technology, AECL-10713, COG-93-3, p.154.

土木学会岩盤力学委員会編（1986）：ダムの地質調査，土木学会，pp.20-30.

Freeze,R.A. and Cherry,J.A. (1979)：Groundwater, Prentice Hall, Englewood Cliff.

Hatanaka,K. Watari,S., Uchida,M., Takase,H. and Impey,M.D. (1995)：Experimental Study

on Groundwater Flow and Mass Transport in a Heterogeneous Porous Medium, Sci. Basis Nucl. Waste Manag., XIX, 739-746.

日比谷啓介，稲葉武史，塩釜幸弘，山本拓治，升元一彦，古市光昭（1999）：我が国の地下水流動特性に関する研究，サイクル機構技術報告書，JNC TN7400 99-004.

Hsieh,P.A. and Neuman,S.P. (1985)：Field Determination of the Three-Dimensional Hydraulic Conductivity Tensor of Anisotopic Media, 1. Theory, Water Resources Res., 21, pp.1655-1665.

Hsieh,P.A. and Neuman,S.P. (1985)：Field Determination of the Three-Dimensional Hydraulic Conductivity Tensor of Anisotopic Media, 2. Methodology and Alication to Fractured Rocks, Water Resources Res., 21, pp.1655-1665.

Humm,J. and Impey,M. (1994)：Fractal fitting of the Tono mine data, Intera Report, version 1, QuantiSci, UK.

今井　久，柳澤孝一（1990）：3次元飽和不飽和浸透流解析プログラム TAGSAC の概要，動燃事業団技術報告書，PNC TN7410 90-026.

建設省河川局（1994）：地下水位年表平成6年.

建設省土木研究所（1986）：ボーリング柱状図作成要領（案）解説書，pp.11-14.

木下直人，安部　透，竹村友之，横本誠一（1993）：原位置透水試験によるトンネル周辺岩盤の水理特性の調査，第25回岩盤シンポジウム講演論文集，pp.481-485.

Lusczynski,N.J. and Swarzenski,W.V. (1966)：Salt-Water Encroachment in Southern Nassau and Southeastern Queens Counties Long Island, NY. USGS, Water-Suly Pap. 1616-F, p.76.

増本　清，登坂博行，伊藤一誠（1992）：パルステストデータによる岩盤水理物性分布逆解析手法の実用化に関する研究，第24回岩盤力学に関するシンポジウム講演論文集，pp.56-60.

松本徳久，山口嘉一（1986）：フィル堤体の盛土に伴う基礎岩盤の変形と透水性の変化，土木学会論文集，370，pp.281-290.

Mizutani,Y., Seo,T., Ota,K., Nakamura,N. and Murai,Y. (1992)：Carbon -14 ages of deep groundwater from the Tono uranium mine, Gifu Pref., Japan, In: Proc. of Symposium on Accelerator Mass Spectrometry and Interdisciplinary Application of Carbon Isotopes, Dating and Mat. Res. Center, Nagoya Univ., pp.159-168.

Moore, H. (1996)：Large groundwater inputs to castal waters revealed by ^{226}Ra enrichments, Nature, 380, pp.612-614.

中屋眞司，西垣　誠，河野伊一郎（1992）：亀裂性方位情報を利用したクロスホール試験による岩盤の三次元透水パラメータの測定法，地下水学会誌，34，pp.81-98.

NEA (1991)：Proceedings of an NEA/CEC Workshop on Heterogeneities in Hydrogeological Systems, Paris, October, 1990, OECD, Paris.

Neretnieks, I. (1993)：Solute transport in fractured rock- Applications to radionuclide waste repositories, In: Flow and contaminant transport in fractured rock, Chapter 2, pp.39-128,

Academic Press Inc.
西垣　誠，中屋眞司，河野伊一郎（1991）：原位置試験における亀裂性岩盤の3次元異方透水係数の測定法に関する一提案，土質工学会論文報告集，3，pp.185-199.
尾方伸久，大澤英昭，中野勝志，柳澤孝一，西垣　誠（1992）：堆積岩の地質学的特性および透水係数，見かけ比抵抗相互の関係とその水理地質構造モデル化への適用，応用地質，32，pp.51-62.
尾方伸久，小出　馨，竹市篤史，松岡清幸（1997）：フローメータ検層による花崗岩中の透水性割れ目の把握とその透水係数の算出，日本応用地質学会平成9年度研究発表会講演論文集，pp.249-252.
岡本隆一，緒方正虔，小島圭二（1988）：新体系土木工学　14，土木地質，土木学会，pp.65-71.
岡崎彦哉，中島　誠，見掛信一郎，尾方伸久，小出　馨，西垣　誠（1997）：土壌水分観測における不凍液の使用による影響について，地下水学会秋季講演会，pp.24-29.
Osawa,H., Sasamoto,H., Nohara,T., Ota,K. and Yoshida,H. (1995)：Development of a Conceptual Flow-path Model of Nuclide Migration in Crystalline Rock: A Case Study at the Kamaishi In-situ Test Site, Japan, Sci. Basis Nucl. Waste Manag. XVIII, pp.1267-1273.
Penman,H.L. (1948)：Natural evaporation from open water, bare soil and grass, Prock. Roy. Soc., A. 193, pp.120-145.
Reilly,T.E. and Goodman,A.S. (1985)：Quantitative Analysis of Saltwater-Freshwater Relationships in Groundwater Systems, A Histrical Perspective, J. Hydrol., 80, pp.125-160.
Roxburgh,I.S. (1985)：Thermal Infrared Detection of Submarine Springs Associated with the Plymouth Limestone, Hydrol. Sci., 30, pp.185-196.
三枝博光，稲葉秀雄，小出　馨，尾方伸久（1997）：東濃地域を対象とした広域地下水流動解析，日本応用地質学会中部支部平成9年度支部研究発表会講演会予稿集，pp.1-4.
核燃料サイクル開発機構（1999）：釜石原位置試験総括報告書，サイクル機構技術報告書，JNC TN7410 99-001.
下茂道人，井尻裕二，飯星　茂，橋本憲和，長田和洋（1992）：トモグラフィーとクロスホール透水試験による岩盤内地下水浸透経路の調査，第24回岩盤力学に関するシンポジウム講演論文集，pp.31-35.
SKB (1987)：Regional Well Water Chemistry, PR 25-87-08, pp.27-64, SKB, Stockholm.
SKB (1991)：Results of hydraulic testing and groundwater sampling in borehole AN-1 at the Shomasama field in Japan, Report 6.053/15401, SKB, Stockholm.
SKB (1993)：Stripa Project Overview Reports, Vols.1-3, SKB, Stockholm.
Snow,D.T. (1968)：Rock fracture spacings, openings and porosities. In: Proc. of ASCE 96, pp.73-91.

Stringfield,V.T. and LeGrand,H.E. (1969)：Relation of Sea Water to Fresh Water in Carbonate Rocks in Coastal Areas, with Special Reference to Florida, USA and Cephalonia (Kephallinia), Greece. J. Hydrol., 9, pp.387-404.

竹内真司，稲葉秀雄，尾方伸久，小出　馨（1997）：フラクタル理論による堆積岩中の透水係数分布の推定，日本地下水学会1997年秋季講演会講演要旨，pp.50-55.

竹内竜史，仙波　毅，天野健治，下茂道人，青木智幸，山本　肇（1998）：孔間水理試験装置の開発と現場適用例，第 10 回岩の力学国内シンポジウム講演論文集，pp.725-730.

田中和広，井上大栄（1995)：断層の定義，考え方，土と基礎，43-3，pp.11-14.

田中和広，宮川公雄，千木良雅弘，鈴木浩一，駒田広也，河西　基，馬原保典，五十嵐敏文，田中靖治，安池慎二（1997）：深部地質・地下水環境の特性評価－結晶質岩を対象とした調査・評価法の体系化－，電力中央研究所報告，No.U32.

田中達也，渡辺邦夫，前川恵輔，中村直昭（1994）：地質構造を基礎としたフラクチャーネットワークモデルの開発（その１），応用地質，35-3，pp.22-33.

TVO (1992)：Final disposal od spent nuclear fuel in the Finnish bedrock - Preliminary site investigations, Report YJT-92-32, TVO, Helsinki.

Thore,G.A. (1986)：Surface hydrology of two Underground Research Laboratory (URL) sub-basins and the Dead Creek watershed 1982-1983, preliminary report, TR-349, AECL, Pinawa, Manitoba, Canada.

地質調査所（1991）：日本の地熱調査における孔井データ　その２，検層データおよび地質柱状図データ，地質調査所報告，p.273.

登坂博行，増本　清，伊藤一誠，大塚康範（1990）：パルステストデータを用いた岩盤水理特性分布の三次元逆解析手法，第８回岩の力学国内シンポジウム講演論文集，pp.399-404.

登坂博行，小島圭二，徳永朋祥，岡田　誠，新田邦弘，稲葉秀雄，濱　克宏，小出　馨（1997）：淡塩境界の形成・変動過程に関する基礎的研究，日本応用地質学会研究発表会講演論文集，pp.229-232.

Tsunogai,U., Ishibashi,J., Wakita,H., Gamo,T., Masuzawa,T., Nakatsuka,T., Nojiri,Y. and Nakamura,T. (1996)：Fresh Water Seepage and Pore Water Recycling on the Seafloor, Sagami Trough Subducion Zone, Japan, Earth Planet. Sci. Lett., 138, pp.157-168.

梅田浩司，柳澤孝一，米田茂夫（1995）：日本の地盤を対象とした透水係数データベースの作成．地下水学会誌，37，69-77.

Vanek,V. and Lee,D.R. (1991)：Maing Submarine Groundwater Discharge Areas, An Example From Laholm Bay, Southwest Sweden. Limnol. Oceanogr., 36, 1250-1262.

渡辺邦夫，小島圭二（1980）：断層・割れ目系岩盤中の地下水流れと関与する地質量の計測と評価，日本応用地質シンポジウム，pp.2-16.

渡辺邦夫，藍沢稔幸，小野　誠，柳澤孝一，佐久間秀樹，山本　肇，神田信之（1989）：蒸発量計測によるトンネル壁面からの湧水量の測定－（その１）測定方法と室内試

験－，応用地質，30，pp.11-18.
渡辺邦夫，柳澤孝一，Pusch,R.，佐久間秀樹，藍沢稔幸，山本　肇，神田信之（1990）：蒸発量計測によるトンネル壁面からの湧水量の測定－（その2）現場計測－，応用地質，31，pp.1-11.
渡辺邦夫，田中達也，内田雅大，岩崎　浩（1994）：地質構造を基礎としたフラクチャーネットワークモデルの開発（その2），応用地質，35，pp.2-12.
山根正樹，中野勝志，杉原弘造（1996）：立坑掘削に伴う間隙水圧変化の長期観測，土と基礎，地盤工学会誌，44-11，pp.24-26.
柳澤孝一，西垣　誠，平田洋一（1988）：動燃式低水圧制御水理試験機（動燃式ＪＦＴ）の原理と適用例，地下水学会誌，30，pp.127-137.
柳澤孝一，今井　久，古屋和夫，若松尚則，梅田浩司（1992）：我が国を対象とした地下水流動解析（その1）－中部日本を対象とした地下水流動解析－，動燃事業団技術報告書，PNC TN7410 92-019.
吉田英一，大沢英昭，柳沢孝一，山川　稔（1989）：深部花崗岩の割れ目解析－岐阜県東濃地域に分布する花崗岩を例にして－，応用地質学雑誌，30-3，pp.11-22.

3.4 地下水の地球化学特性

地下深部における地下水の水質や物理化学パラメータなどの地球化学特性は，地下水の起源および地下での土壌や岩石との相互反応等によって形成される（Drever，1988）。

地下水の起源としては，天水，海水，化石海水および地熱地帯におけるマグマや高温岩体に由来する熱水などが考えられる。降水を起源とする地下水の地球化学特性は，一般的に表層水が地下に浸透する過程で岩石中の鉱物との相互反応や異なった性質を持つ地下水との混合などによって形成されている。表層では，土壌中の微生物による有機物分解に起因する溶存酸素の減少，二酸化炭素濃度の上昇が挙げられ，岩盤中では，岩石と地下水の相互反応として，構成鉱物の風化作用によるpHの上昇，有機物の微生物分解および鉄鉱物／硫化鉱物の溶解等による還元反応，粘土鉱物－地下水間のイオン交換反応が考えられる（Stumm and Morgan，1996；一國・小倉，1992）。

また，地熱地帯などでは地下水の起源は温泉水であることが多い。この地下水の化学組成は，高温下で岩石と地下水の相互反応を起こした結果，形成されたものであり，溶存成分に富んでいることが多い。沿岸地域の塩水くさびが存在する地域では，地下水の起源は主に海水であり，海水を起源とする地下水は，一般的に溶存成分に富んでおり，一部の成分を除いては，母岩の影響は比較的受けにくいと考えられている。

本節では，これらの地下水の地球化学特性に関して，これまでに文献調査や東濃地域，釜石鉱山で行ってきた，無機化学的および生物化学的な調査研究の結果について取りまとめる。

3.4.1 わが国における地下水の地球化学特性

深部地下水の地球化学特性に関する既存文献（約3,600件）および最新の地球化学研究事例から収集した約15,000件の地下水データを整理し，その特徴に関して調査を行った結果，

①用水，温泉・鉱泉，油井などに関して得られたデータが多い。
②第四紀層中の地下水のデータが多い。
③深度500m以深の地下水データが少ない。
④酸化還元電位のデータが他のパラメータと比べて非常に少ない。

という制限はあるものの，温泉・鉱泉などのデータを除くと，pHの多くは5～10の範囲にある事が示された（瀬尾・清水，1992）。

以上のデータをもとに降水を起源とする地下水の選定を行い，その組成，深度分布などについて取りまとめた。なお，降水起源の地下水の選定は，次の基準に基づいて

いる。
①温泉，鉱泉，地熱，油井・ガス井関係の文献から抽出したデータを除く。
②大気と水が平衡にある時の理論値と一般的な水－岩石反応で上昇するpH値の上限を考慮して5.7≦pH≦10の範囲のデータを対象とする。
③水温データが地熱の影響を受けている可能性のある，平均的な地温勾配以上のデータを除く（水温≦3℃/100m×深度＋20℃）。
④塩素濃度，硫酸濃度により海水の影響を受けていると推測されるものを除く（Cl^-濃度≦141mg/l，SO_4^{2-}濃度≦100mg/l；累積頻度分布の後背値を使用）。

1) 降水起源の地下水の地球化学特性

降水を起源とする堆積岩および火成岩中の地下水は，①pHが表層付近で中性であり，深度とともに弱アルカリ性に変化する，②水質は，深度とともにNa^+，Ca^{2+} (Mg^{2+})，HCO_3^-に富む水質から Na^+，HCO_3^-に富む水質に変化すること等が明らかであり（図3.4-1），東濃地域，釜石鉱山の地下水も同様の傾向を示す（表 3.4-1，3.4-2）。

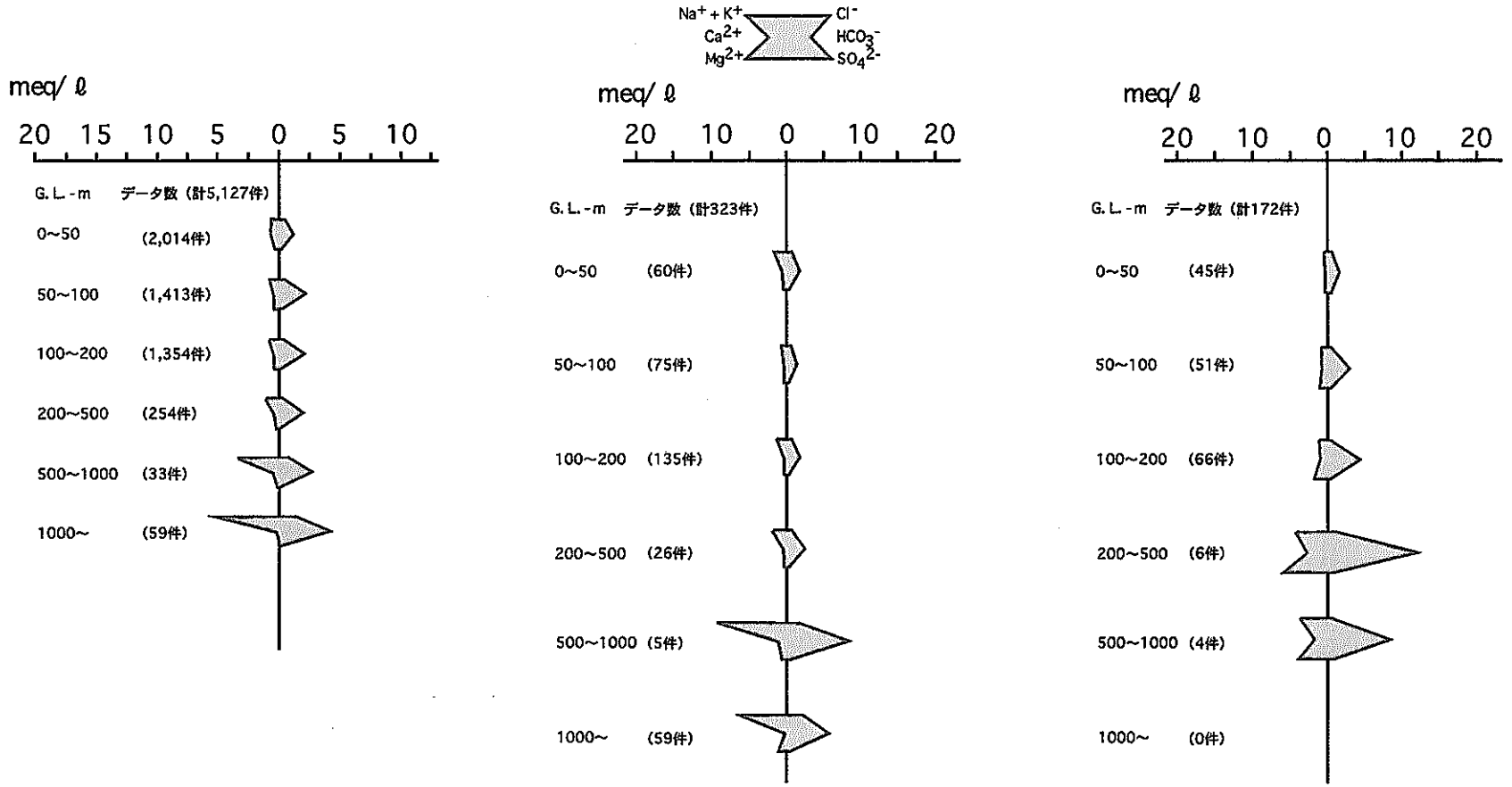
また，約15,000件におよぶ既存文献データでは，地下水の酸化還元電位の実測データが他のパラメータと比べて非常に少なく，採水方法や分析方法などの面で鉄の化学種や硫黄の化学種の分析データの信頼性も高いといえない。それらのデータによると，携帯型白金電極を用いた測定値で最も還元的な地下水の値として，深度300m付近の古第三紀堆積岩層からの湧水について約-220mV という酸化還元電位値が示されているのみであり，原位置での信頼できる実測値としては，東濃地域，釜石鉱山のデータのみである（表 3.4-3）。

このような降水を起源とする地下水の地球化学特性については，東濃地域，釜石鉱山において詳細な調査解析を行っており，水質形成機構や酸化還元電位の形成メカニズムについて3.4.2項に述べる。

2) 海水起源の地下水の地球化学特性

約 15,000 件の地下水データにおいて，海水を起源とする地下水は，Cl^-，K^+，Na^+，Ca^{2+}，Mg^{2+}，HCO_3^-，SO_4^{2-}に富む水質を示す（瀬尾・清水，1992）。このような組成を示す地下水を詳細に解析した例としては，スウェーデンのÄspö地域や英国のShellafield地域における事例（Bath et al.，1996；Witherspoon，1996）があり，地下深部の酸化還元電位が，黒雲母や緑泥石から溶脱した二価鉄イオンにより規制されており，地下深部が還元状態にあることが示されている（Laaksoharju et al.，1993）。我が国においては，茂原地域および幌延地域の研究事例がある（亀井，1997；Kamei et al.，1999；Ii et al.，1997）。

茂原地域では，新第三紀泥岩層（最大層厚約 540m）が分布し，その主要構成鉱物



降水起源の地下水（全データ）　　新第三紀堆積岩地帯の地下水　　第四紀火山岩類地帯の地下水

（瀬尾・清水，1992より）

図 3.4-1 わが国における地下水の深度別ヘキサダイアグラム

わが国における降水を起源とする地下水の水質は，深度とともにNa^+，Ca^{2+}，HCO_3^-に富む水質から，Na^+，$HCO3^-$に富む水質に変化する。

表 3.4-1 岐阜県東濃地域の深部地下水の地球化学組成

岩種	深度	標高	pH	電気伝導度	Si	Al	Fe++	Fe+++	ΣFe	Mn	Mg++	Ca++	Sr++	Na+	K+	F-	Cl	NO2-	NO3-	PO4-	Br-	SO4--	IC	TOC	CO3--	HCO3-
	(GL-m)	(SL-m)		(μS/cm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)
表層	0.0		5.8	246	9.6	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.01	0.60	2.40	<0.01	3.0	0.6	0.0	1.4	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	12.0	2.2	n.m.	0.0	11.0
生俵累層	28.5	246.2	7.7	165	31.3	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.01	0.46	7.40	0.05	30.5	2.0	1.0	1.0	<0.02	<0.02	0.12	<0.02	0.3	21.3	n.m.	0.3	107.7
生俵累層	68.0	244.8	7.8	171	28.8	<0.02	<0.02	<0.02	0.09	<0.01	0.41	7.50	0.04	27.9	2.2	0.7	3.0	0.11	0.23	0.11	<0.02	12.2	16.7	n.m.	0.3	84.7
明世累層	14.0	240.1	7.7	219	19.3	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.01	0.23	4.57	0	29.7	0.8	0.2	0.9	0.1	0.09	0.4	<0.02	1.6	18.5	n.m.	0.3	93.7
明世累層	32.8	256.5	7.2	130	36.3	<0.02	<0.02	<0.02	0.58	0.25	1.28	12.10	<0.01	13.7	1.5	0.2	0.9	<0.02	<0.02	0.25	<0.02	4.9	13.8	n.m.	0.1	69.9
明世累層	33.8	252.6	7.6	147	36.0	<0.02	<0.02	<0.02	0.07	0.17	1.07	12.10	0.09	18.0	1.6	0.2	1.0	<0.02	<0.02	0.51	<0.02	4.2	16.5	n.m.	0.2	83.8
明世累層	46.5	251.1	7.5	143	36.3	<0.02	<0.02	<0.02	0.04	0.19	1.17	12.50	0.06	16.3	1.1	0.2	1.9	<0.02	<0.02	0.53	<0.02	5.8	17.3	n.m.	0.2	87.8
明世累層	61.0	248.5	7.6	180	32.3	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	0.03	0.48	6.60	0.02	32.3	1.3	0.3	2.8	<0.02	<0.02	0.19	<0.02	5.4	20.7	n.m.	0.3	104.8
明世累層	64.0	212.1	8.1	232	28.4	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	0.01	0.14	4.97	0.02	44.7	1.6	1.9	1.3	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	1.2	28.1	n.m.	1.1	141.9
明世累層	104.0	208.8	8.8	223	17.4	<0.02	0.03	0.04	0.06	<0.01	0.09	4.73	0.03	42.7	1.1	2.5	3.7	<0.02	<0.02	0.04	<0.02	35.0	16.0	n.m.	3.1	78.0
土岐夾炭累層	70.8	215.6	8.0	257	26.7	<0.02	<0.02	<0.02	0.09	<0.01	0.21	4.30	0.02	50.5	1.8	2.9	3.3	<0.02	<0.02	0.45	<0.02	10.7	26.4	n.m.	0.8	133.2
土岐夾炭累層	74.8	214.5	8.2	311	24.6	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.01	0.23	5.23	0.02	65.0	1.4	2.8	1.1	<0.02	<0.02	0.78	<0.02	1.1	35.6	n.m.	1.8	179.2
土岐夾炭累層	83.0	227.1	7.6	230	26.3	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.01	0.19	3.57	0.01	46.7	1.4	1.5	3.7	<0.02	0.09	<0.02	<0.02	4.7	25.6	n.m.	0.3	129.7
土岐夾炭累層	85.5	212.1	8.4	271	29.7	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.01	0.17	4.13	0.01	62.0	1.3	4.8	1.5	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	1.3	31.3	n.m.	2.4	156.5
土岐夾炭累層	91.0	185.1	7.6	213	4.9	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.01	0.10	1.83	0.03	13.3	1.0	0.8	1.9	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	4.8	6.7	n.m.	0.1	33.9
土岐夾炭累層	109.8	179.5	8.6	210	9.6	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.01	0.04	1.87	<0.01	45.0	0.5	2.7	2.0	<0.02	<0.02	0.14	<0.02	9.7	20.9	n.m.	2.6	103.4
土岐夾炭累層	121.0	155.1	7.9	145	6.7	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.01	0.04	1.07	<0.01	21.3	0.3	0.9	0.9	<0.02	<0.02	1.29	<0.02	3.6	10.4	n.m.	0.3	52.8
土岐夾炭累層	124.0	173.6	8.8	200	14.1	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.01	0.03	1.54	<0.01	40.7	0.4	3.1	3.9	<0.02	<0.02	0.11	<0.02	17.1	15.5	n.m.	3.0	76.0
土岐夾炭累層	132.0	180.8	8.7	370	15.0	<0.02	<0.02	<0.02	0.04	<0.01	0.10	6.20	0.03	73.0	1.6	2.8	8.4	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	51.0	26.4	n.m.	4.0	130.0
土岐夾炭累層	138.3	148.1	9.5	181	12.9	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.01	0.03	1.45	<0.01	38.7	0.3	3.0	1.9	<0.02	<0.02	0.04	<0.02	12.2	10.0	n.m.	8.3	42.5
土岐夾炭累層	152.5	157.6	9.0	272	10.6	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.01	0.03	2.89	<0.01	55.3	0.4	3.5	4.2	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	29.8	13.2	n.m.	3.9	63.0
土岐夾炭累層	153.0	159.8	9.0	237	6.4	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.01	0.02	2.09	0.04	45.0	0.4	4.2	4.3	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	41.0	11.8	n.m.	3.5	56.6
土岐花崗岩	130.0	226.0	7.9	145	9.6	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.01	0.31	7.00	0.02	36.3	0.9	1.6	2.5	<0.02	<0.02	0.16	<0.02	14.7	23.4	n.m.	0.6	118.4
土岐花崗岩	160.0	116.1	7.8	319	5.6	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	0.10	0.41	15.10	0.05	46.0	1.3	1.4	12.1	0.04	<0.02	<0.02	<0.02	82.0	14.8	n.m.	0.3	74.7
土岐花崗岩	166.3	120.1	7.7	202	8.1	<0.02	<0.02	<0.02	0.02	<0.01	0.26	10.70	0.1	15.7	0.8	2.1	1.0	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	2.5	14.0	n.m.	0.2	70.8
土岐花崗岩	177.5	135.3	6.2	n.m.	6.0	0.16	n.m.	n.m.	0.2	0.76	0.18	1.04	<0.01	12.3	10.1	0.2	1.4	<0.02	0.08	<0.02	<0.02	1.4	8.4	38.6	0.0	42.8
土岐花崗岩	185.5	81.1	7.8	131	7.8	<0.01	n.m.	n.m.	<0.02	0.09	0.87	14.90	0.1	6.9	3.2	1.4	1.9	<0.02	<0.02	0.06	<0.02	8.6	n.m.	n.m.	-	-
土岐花崗岩	208.0	148.0	9.6	131	8.2	<0.1	n.m.	n.m.	<0.02	<0.01	0.12	16.31	0.12	8.0	3.5	2.0	2.3	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	2.4	12.0	2.0	12.0	48.8
土岐花崗岩	327.0	-19.6	9.7	n.m.	2.5	<0.01	<0.05	<0.05	0.03	<0.01	0.03	9.60	0.1	19.5	1.6	3.5	4.2	<0.02	<0.02	0.08	<0.02	12.7	7.9	7.9	9.5	30.5
土岐花崗岩	330.0	26.0	8.9	125.2	13.8	<0.01	n.m.	n.m.	0.06	<0.01	0.12	12.16	0.12	11.6	0.9	4.1	3.7	<0.02	<0.02	0.04	<0.02	6.7	9.2	2.6	2.2	44.7
土岐花崗岩	564.0	-223.8	9.6	198	5.6	<0.01	n.m.	n.m.	0.02	<0.01	0.03	4.09	0.04	36.5	1.2	10.9	3.5	<0.02	<0.02	0.19	<0.02	9.1	n.m.	n.m.	-	-
土岐花崗岩	645.0	-375.2	9.0	188	4.1	<0.01	n.m.	n.m.	<0.02	<0.01	0.19	4.68	0.04	36.0	1.2	8.9	3.9	<0.02	0.06	0.11	<0.02	6.8	16.2	3.1	4.8	77.5
土岐花崗岩	645.6	-289.6	9.3	202	5.5	<0.01	n.m.	n.m.	<0.02	<0.01	0.05	3.72	0.03	39.5	0.8	9.7	3.1	<0.02	<0.02	<0.02	0.04	6.2	13.5	0.5	7.5	61.0
土岐花崗岩	697.0	-427.2	6.8	172	5.6	<0.02	9.34	<0.05	9.34	0.77	1.88	17.60	0.11	13.3	6.1	5.0	2.7	<0.02	0.02	<0.02	0.08	0.1	n.m.	n.m.	-	-
土岐花崗岩	700.0	-344.0	7.8	n.m.	19.6	<0.01	0.24	n.m.	0.41	0.32	0.82	19.00	0.15	10.3	3.0	2.5	1.4	<0.01	<0.01	0.1	0.0	7.8	14.5	1.7	0.3	73.4
土岐花崗岩	737.0	-417.7	8.9	n.m.	8.6	0.043	0.2	n.m.	0.22	0.01	0.06	3.20	<0.01	22.0	0.6	4.1	3.4	<0.01	<0.01	<0.02	<0.1	5.5	12.4	1.7	2.8	60.2
土岐花崗岩	749.0	-479.2	10.1	n.m.	1.9	0.19	8.5	n.m.	9.6	0.18	0.43	6.90	<0.01	28.3	2.9	2.1	4.4	0.005	0.01	0.086	<0.1	4.6	18.4	2.4	40.7	52.1
土岐花崗岩	790.0	-434.0	9.6	n.m.	8.5	1.2	6.9	n.m.	7.8	0.12	0.63	4.30	<0.01	36.5	11.2	10.0	3.1	0.1	0.05	0.039	<0.1	5.6	20.3	1.3	20.0	82.9
土岐花崗岩	837.0	-496.8	9.5	n.m.	14.7	4.3	8.8	n.m.	12	0.49	0.80	5.80	<0.01	48.8	25.0	8.6	5.1	0.09	0.03	0.328	<0.1	5.4	22.0	2.8	16.6	94.9
土岐花崗岩	840.0	-484.0	9.0	n.m.	13.6	0.68	0.03	n.m.	0.042	0.01	0.04	2.80	<0.01	23.4	5.2	3.2	3.8	0.005	<0.01	0.01	<0.1	n.d.	14.2	0.8	3.9	68.2
土岐花崗岩	872.0	-602.2	8.5	n.m.	17.0	0.052	0.17	n.m.	0.21	0.02	0.14	7.20	<0.01	24.3	0.5	3.6	3.8	0.087	0.005	<0.005	<0.1	4.2	17.2	0.9	1.6	85.8
土岐花崗岩	883.0	-542.8	8.4	n.m.	16.7	0.32	0.21	n.m.	0.24	0.01	0.10	1.20	<0.01	28.4	4.9	4.4	3.9	0.008	<0.01	0.001	<0.1	3.7	16.3	1.0	1.4	81.5
土岐花崗岩	978.0	-708.2	8.8	n.m.	12.8	0.98	0.08	n.m.	0.08	0.01	0.68	4.30	<0.01	39.6	11.1	11.2	19.2	<0.01	0.005	<0.005	<0.1	3.1	15.1	0.6	2.8	73.9

n.m.：未測定

CO_3^{2-}, HCO_3^- 濃度はIC濃度とpHから計算により求めた。

表 3.4-2 釜石鉱山における地表水・地下水の水質および同位体分析結果

岩種	地点	標高 (m)	pH	電気伝導度	SiO_2	Si^{4+}	Al^{3+}	Fe^{2+}	T.Fe	Mg^{2+}	Ca^{2+}	Na^{+}	K^{+}	F^{-}	Cl^{-}	SO_4^{2-}	HCO_3^{-}	CO_3^{2-}	TOC	IC	TC	δD	$\delta^{18}O$	3-H
				(μS/cm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(‰)	(‰)	(T.U.)
表層	釜石市　青の木	815	6.1	18.0	10.50	-	-	-	-	0.40	1.80	2.50	0.60	-	1.70	-	11.60	0.00	-	-	-	-63.2	-9.9	7.6±0.2
表層	釜石市　青の木	650	5.8	20.5	9.40	-	-	-	-	0.30	2.70	2.70	0.50	-	2.60	1.90	10.40	0.00	-	-	-	-65.5	-9.5	7.5±0.2
表層	釜石市　青の木	588	5.3	22.5	10.00	-	-	-	-	0.40	2.30	2.70	0.70	-	3.10	2.00	10.40	0.00	-	-	-	-59.6	-9.4	7.6±0.2
表層	釜石市　青の木	800	6.3	25.1	12.90	-	-	-	-	0.70	3.30	2.80	0.70	-	2.50	1.70	15.20	0.00	-	-	-	-	-	-
表層	釜石市　青の木	785	7.4	33.0	14.80	-	-	-	-	0.50	2.90	3.10	0.90	-	2.40	0.20	21.00	0.00	-	-	-	-61.9	-10.2	7.0±0.1
栗橋花崗閃緑岩	550mL NW坑道	575	8.8	75.7	12.60	-	-	-	-	0.30	9.20	6.00	0.90	-	2.40	6.20	32.40	0.90	-	-	-	-64.9	-10.3	13.0±0.2
栗橋花崗閃緑岩	550mL KD-89坑道	575	8.7	90.6	11.00	-	-	-	-	0.20	6.90	8.80	1.00	-	1.80	11.30	28.70	0.60	-	-	-	-60.8	-10.4	9.5±0.2
栗橋花崗閃緑岩	2.01-101.17	524	-	-	10.70	-	<0.1	-	0.1	0.00	4.40	11.90	0.60	0.10	2.20	8.00	-	-	0.50	4.30	-	-	-	-
栗橋花崗閃緑岩	102.25-236.41	406	-	-	15.10	-	<0.1	-	0	0.00	3.10	16.80	0.30	0.20	2.50	9.40	-	-	0.50	3.50	4.00	-	-	-
栗橋花崗閃緑岩	237.49-337.14	288	-	-	14.80	-	<0.1	-	0	0.00	2.70	16.60	0.40	0.20	2.40	9.70	-	-	0.50	3.70	4.20	-	-	-
栗橋花崗閃緑岩	338.22-410.94	201	-	-	18.60	-	<0.1	-	0	0.00	2.60	19.30	0.60	0.30	2.50	12.10	-	-	0.50	4.40	4.90	-	-	-
栗橋花崗閃緑岩	412.02-500.00	119	-	-	25.40	-	<0.1	-	0	0.00	3.90	21.30	0.50	0.40	2.20	21.40	-	-	0.50	3.30	3.80	-	-	-
栗橋花崗閃緑岩	GL-222～GL-226	560	9.4	129.4	12.80	-	<0.1	0.00	0.1	0.20	5.00	11.40	1.10	-	1.80	8.40	31.00	2.00	-	-	-	-61.1	-10.1	10.6±0.2
栗橋花崗閃緑岩	GL-489～GL-495	293	10.0	81.0	16.30	7.60	0.3	0.00	0	0.00	6.30	11.00	0.60	0.20	1.90	8.90	28.40	6.90	0.40	7.00	7.40	-73	-11.1	2.8±0.1
栗橋花崗閃緑岩	GL-740～GL-747	41	9.3	106.0	9.70	4.50	0.2	0.00	0	0.10	7.20	17.30	0.60	0.40	2.90	17.10	31.80	2.40	0.20	6.70	7.00	-73.1	-10.6	3.4±0.1
栗橋花崗閃緑岩	GL-785～GL-791	-4	9.0	118.0	16.65	3.10	0.1	-	0	0.30	6.80	14.70	0.80	0.00	3.50	8.60	45.70	1.60	0.80	9.30	10.10	-67.5	-10.1	4.7±0.1
栗橋花崗閃緑岩	250mL坑道	258	9.6	78.2	15.10	7.10	<0.1	<0.05	<0.3	<0.02	8.20	5.30	0.20	<0.1	2.10	13.40	23.10	3.30	0.40	5.20	5.60	-70.1	-10.9	5.2±0.1

表 3.4-3 わが国における地下水の酸化還元電位データ

岩種	採水地点	深度（m）	pH	Eh (mV)	測定方法	文献
第四紀火山岩	長崎	212	6.70	110		太田(1973)
第四紀火山岩	長崎	212	6.85	60		太田(1973)
第四紀火山岩	長崎	300	6.29	170		太田(1973)
第四紀火山岩	長崎	353	6.92	140		太田(1973)
第四紀火山岩	長崎	801	6.72	100		太田(1973)
第四紀堆積岩	長崎	250	7.30	-80		太田(1973)
第四紀堆積岩	長崎	300	6.70	25		太田(1973)
第三紀堆積岩	茂原地域	湧水	7.74	-73～-34	ポータブル電位計	亀井ほか(1997)，Kamei et al. （1999（印刷中））
第三紀堆積岩	東濃地域	160	9.60	-300±10	連続モニタリング装置	Seo et al. (1989)
新第三紀堆積岩	幌延地域	1178	8.39	-225±10	地球化学検層機器	H. li et al. (1997)
古第三紀層	長崎	300	8.30	120		太田(1971)
古第三紀層	佐賀	316	8.62	-220		太田(1971)
白亜紀花崗岩	東濃地域	180	8.20	0±10	連続モニタリング装置	Iwatsuki and Yoshida (1999)
白亜紀花崗岩	東濃地域	327	7.76	-16±10	地球化学検層ユニット	濱，岩月(1998)
白亜紀花崗岩	東濃地域	564	10.1	-385±10	地球化学検層ユニット	濱，岩月(1998)
白亜紀花崗岩	東濃地域	645	8.98	-355±10	地球化学検層ユニット	濱，岩月(1998)
白亜紀花崗岩	東濃地域	697	8.46	-260±10	地球化学検層ユニット	濱，岩月(1998)
白亜紀花崗岩	東濃地域	737	8.80	-302±10	地球化学検層ユニット	濱，岩月(1998)
白亜紀花崗岩	東濃地域	749	8.24	-294±10	地球化学検層ユニット	濱，岩月(1998)
白亜紀花崗岩	東濃地域	837	9.57	-374±10	地球化学検層ユニット	濱，岩月(1998)
白亜紀花崗岩	東濃地域	872	8.78	-376±10	地球化学検層ユニット	濱，岩月(1998)
白亜紀花崗岩	東濃地域	883	9.5	-349±10	地球化学検層ユニット	濱，岩月(1998)
白亜紀花崗岩	東濃地域	978	8.79	-355±10	地球化学検層ユニット	濱，岩月(1998)
栗橋花崗閃緑岩	釜石鉱山	-	9.8	-320±10	連続モニタリング装置	笹本ほか (1996)

は，石英，長石，モンモリロナイト，緑泥石，方解石である。この地域は南関東ガス田地域の一部である。地下水は溶存しているメタンとヨウ素を資源として採取するために，深度 500　m から 1300m の範囲から地下水が採取されている。この地下水は，酸素・水素の安定同位体比から海水起源であるといえる。その水質は Na^+や Cl^-に富み（表 3.4-4），また，次に示す反応を考えた場合，溶存するシリカ濃度(61-73mg/l)は SiO_2(amorphous)と平衡であること，水素イオン濃度（pH=7.74-7.94)は泥質岩中の炭酸塩鉱物と平衡にあることが確かめられている（亀井，1997； Kamei et al.，1999）。

$$SiO_2\,(glass) + 2H_2O = H_4SiO_4$$
$$FeCO_3 + H+ = Fe^{2+} + HCO_3^-$$
$$CaCO_3 + H+ = Ca^{2+} + HCO_3^-$$

また，地表にくみ上げた地下水の酸化還元電位(Eh)は-73mV から-34mV の値を示し，地下深部が還元状態にあると想定される。地下水中の硫黄濃度は検出限界以下であり，酸化還元電位の測定値は，以下に記す有機物からメタンへの分解反応における平衡電位とほぼ一致することから，地下水の酸化還元電位には，以下の様な反応が寄与していると考えられる（亀井，1997； Kamei et al.，1999）。

$$CH_2O + 4H^+ + 4e^- = CH_4 + H_2O \qquad \log K=6.94$$

幌延地域の深度 1,000m の新第三紀堆積岩層から得られた地下水は，茂原地域と同様に Na^+ - Cl^-に富む水質を示す。この地下水は，Na^+，Cl^-，K^+濃度が海水とほぼ同じ濃度であるが，Mg^{2+}，Ca^{2+}濃度が海水に比べ 10 分の 1 以下であり，Si，P，I，Fe イオンの濃度が数千倍高い（表 3.4-5；Ii et al.，1997）。この特徴は，Fe，I イオンが濃縮され，P と Ca イオン濃度が逆相関を持つといった化石海水の特徴（本島ほか，1973）と一致する。地下水の酸化還元電位は，約-220mV（pH＝8.4）の値を示す。この値は，硫黄の化学種の酸化還元境界にあたることから，硫黄の化学種の酸化還元反応により，地下水の酸化還元電位が決まっている可能性が考えられる。

以上の研究事例から，海水または化石海水を起源とする深部地下水については，以下の知見が示される。

・地下水の水質は，Na^+ - Cl^-に富む。
・有機物の微生物分解による還元作用，硫黄の化学種の酸化還元反応などにより地下水は地表に比べ還元状態になる傾向がある。

3.4.2 深部地下水の地球化学特性に関する調査・解析事例

深部地下水の地球化学特性についての知見を得るためには，原位置の地下水を採取し，化学組成，同位体組成などから地下水の起源・年代などを推定し，地下水流動メカニズムを把握するとともに，原位置において酸化還元電位などの物理化学パラメータを測定することが必要である。また，地下深部において起こっている主要な無機化

表3.4-4　茂原地域における地下水の化学組成（亀井，1997）

Sample	Groundwater from the gas-producing wells No.78		No.98		SK-2		M-10		Surface water SW-1		SW-2	
Collection date	July 7, 1992		July 7, 1992		July 8, 1992		July 9, 1992		May 18, 1994		May 19, 1994	
Depth of the well (m) *	1202		1301		1140		949		0		0	
Atmospheric temp.(℃)	20.5		21.1		24.4		26.7		16.8		19.7	
Water temp.(℃)	27.8		28.6		24.0		24.9		14.7		14.6	
Electric conductivity	47.7		42.9		36.4		46.6		0.25		0.13	
pH	7.86		7.79		7.94		7.74		7.9		7.7	
Eh(mV)	-50		-34		-73		-52		+427		+422	
Ionic concentration	mg/l	meq/l	mg/l	meq/l	mg/l	meq/l	mg/l	meq/l	mg/l	meq/l	mg/l	meq/l
Na^+	10700	465	10400	452	7410	322	9390	408	22.4	0.97	6.27	0.27
K^+	3020	77.2	2960	75.7	2120	54.2	2760	70.6	2.91	0.07	1.10	0.03
Ca^{2+}	229	11.4	219	10.9	145	7.2	174	8.7	23.2	1.16	15.2	0.76
Mg^{2+}	315	25.9	339	27.9	223	18.4	362	29.8	4.80	0.39	2.55	0.21
Fe^{2+}	0.98	0.04	2.25	0.08	0.86	0.03	1.89	0.07	0.04	0.00	0.18	0.00
Fe^{3+}	0.45	0.02	0.41	0.02	0.36	0.02	0.36	0.02	-	-	-	-
Total cation	-	580	-	567	-	402	-	517	-	2.59	-	1.27
HCO_3^-	903	14.8	995	16.3	970	15.9	897	14.7	95.8	1.57	53.7	0.88
SO_4^{2-}	22.3	0.46	17.7	0.37	20.6	0.43	19.8	0.41	34.2	0.71	9.9	0.21
Cl^-	18800	530	19300	544	13500	381	17300	488	11.4	0.32	6.3	0.18
I^-	131	1.03	128	1.01	83.7	0.66	111	0.87	0.0	0.00	0.0	0.00
Br^-	136	1.70	134	1.68	95.8	1.20	122	1.53	-	-	-	-
HBO_3^{2-}	68.6	2.30	71.9	2.41	50.9	1.70	53.6	1.80	-	-	-	-
S^{2-}		<0.2		<0.2		<0.2		<0.2	-	-	-	-
Total anion	-	550	-	565	-	401	-	507	-	2.67	-	1.30
SiO_2(aq)	70	-	73	-	64	-	61	-	32.3	-	32.5	-
Total organic carbon	82	-	67	-	100	-	69	-	-	-	-	-
Humic acid	104	-	123	-	74	-	47	-	-	-	-	-
Fulvic acid	75	-	74	-	178	-	66	-	-	-	-	-
δD (‰)	-0.4		1.9		-0.8		-3.2		-39.5		-40.0	
$\delta^{18}O$ (‰)	-1.93		-1.90		-2.61		-2.53		-6.8		-6	

表 3.4-5 北海道幌延地域における地下水の地球化学的性質（Ii et al., 1997）

採水深度	1000 m	1000 m	1000 m	1000 m	1000 m	800 m
採水量	0.01㎥	0.524㎥	1.145㎥	1.736㎥	1.9㎥	
pH	8.51	8.39	8.36	8.48	8.39	−
Eh(mV)	-247	-131	-106	-215	-225	−
EC(25℃)	48700	48200	48000	48000	48200	−
Temperature(℃)	34.55	34.57	34.61	34.62	34.59	−
Si^{4+}(mg/l)	14.2	18.0	20.6	17.2	16.4	30.7
Mg^{2+}(mg/l)	74.2	80.9	99.1	102	100	3.08
Ca^{2+}(mg/l)	21.2	33.7	40.7	40.4	35.9	3.65
Na^{+}(mg/l)	10700	10700	11000	11200	10800	200
K^{+}(mg/l)	421	409	409	383	390	19
Fe^{2+}(mg/l)	1.2	0.31	0.13	0.03	0.17	0.68
Fe^{3+}(mg/l)	0.7	0.15	0.17	0.31	0.13	n.d.(<0.2)
CO_3^{2-}(mg/l)	246	168	348	348	396	120
HCO_3^{-}(mg/l)	1030	1090	834	866	744	909
F^{-}(mg/l)	0.76	n.d.(<0.3)	n.d.(<0.3)	n.d.(<0.3)	n.d.(<0.3)	n.d.(<0.3)
Cl^{-}(mg/l)	16500	16100	16100	14600	14600	27.2
Br^{-}(mg/l)	170	170	150	170	160	n.d.(>5.0)
I^{-}(mg/l)	68	71	71	63	63	0.31
PO_4^{3-}(mg/l)	9.2	9.3	8.1	8.1	7.6	4.8
δD(‰)	-22.1	-16.7	-11.2	-10.7	-13.9	-93.3
δ^{18}O (‰)	0.14	0.99	0.99	0.11	0.11	-12.66
^{3}H (T.U.)	0.99	−	0.8	−	0.58	n.d.(<0.27)
U(mg/l)	n.d.(<0.1)	n.d.(<0.1)	1.35	1.35	1.05	n.d.(<0.1)

学的プロセス（水質，酸化還元電位に寄与する水－鉱物反応など）と有機化学的プロセス（酸化還元電位に寄与する有機物の微生物分解，有機コロイド生成など）について，総合的にデータ収集，解析を行うことが重要である。このためには，以下のような手法を基本として調査研究を行う必要がある（岩月ほか，1998）。

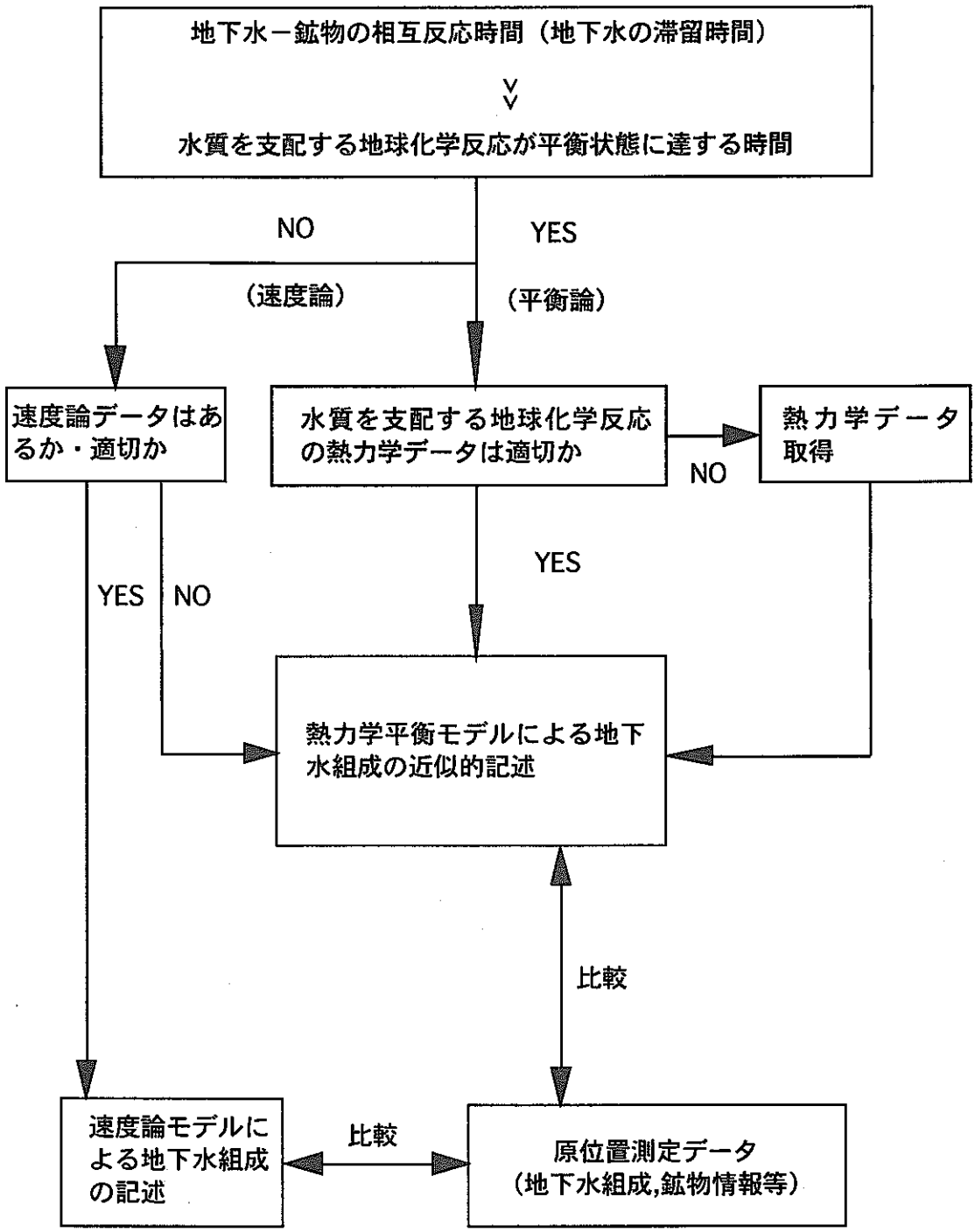
①表層調査，試錐孔，坑道を用いた調査による地球化学データセットの作成
物理化学パラメータ（水温，電気伝導度，pH，酸化還元電位），主要・微量溶存成分，溶存ガス，同位体（水素，酸素，炭素，硫黄），コロイド／有機物，微生物など。

②水質形成機構や地下深部の酸化還元電位に寄与する水－鉱物反応の推定
安定同位体比に基づく地下水の起源の推定，岩相，鉱物組成，各鉱物の地下水に対する飽和指数の解析，マスバランスに基づく溶存成分濃度の解析などによる無機化学的な反応の推定。地下深部における微生物の種類，存在量，活性と微生物の栄養源となる有機物の種類と存在量に基づく，生物化学的な反応の推定。

③地球化学モデルの構築，妥当性の確認。
水質や酸化還元電位などの物理化学特性値の分布やそれらの形成プロセスを示す概念モデルの構築。推定された化学反応について，化学平衡論あるいは速度論的解釈による考察（図 3.4-2；油井ほか，1992）。

以下に述べる東濃地域，釜石鉱山の観測データは，既存の文献資料から得られた，日本で一般的に見られる降水を起源とする地下水とほぼ同様の水質と深度変化を示す。サイクル機構では，このような地下水の地球化学特性を調査するために，深度1,000m対応地下水の地球化学調査機器および地球化学検層ユニットを開発し，フィールドでの試験により，その適用性を確認した（岩月ほか，1998）。

1) 東濃地域
(1) 堆積岩中の地下水の地球化学特性とその形成プロセス
東濃地域（図 3.4-3）では，新第三紀の堆積岩層（最大層厚約200m）が白亜紀の基盤花崗岩を不整合に覆っている。堆積岩層の主要構成鉱物は石英，長石類，角閃石，粘土鉱物類，方解石である。不整合直上の堆積岩層下部では特徴的に炭質物と黄鉄鉱が観察され，主要なウラン鉱化体が胚胎しているが，上部では黄鉄鉱や方解石が観察されず石膏が認められている（Yoshida et al.，1994；Shikazono and Utada，1997）。この堆積岩（瑞浪層群）中の地下水は，酸素・水素の安定同位体比および放射性同位体濃度（トリチウム濃度，放射性炭素濃度）の測定結果から，一万数千年前のヴルム氷期の降水に由来すると推定されている（水谷ほか，1992）。この地下水の浸透速度については，岩盤の透水係数などの水理学的データと矛盾しない。これらの地下水は，以下のような特徴を持つ。



（油井 他, 1992より）

図 3.4-2 水質形成モデル構築のための基本的アプローチ

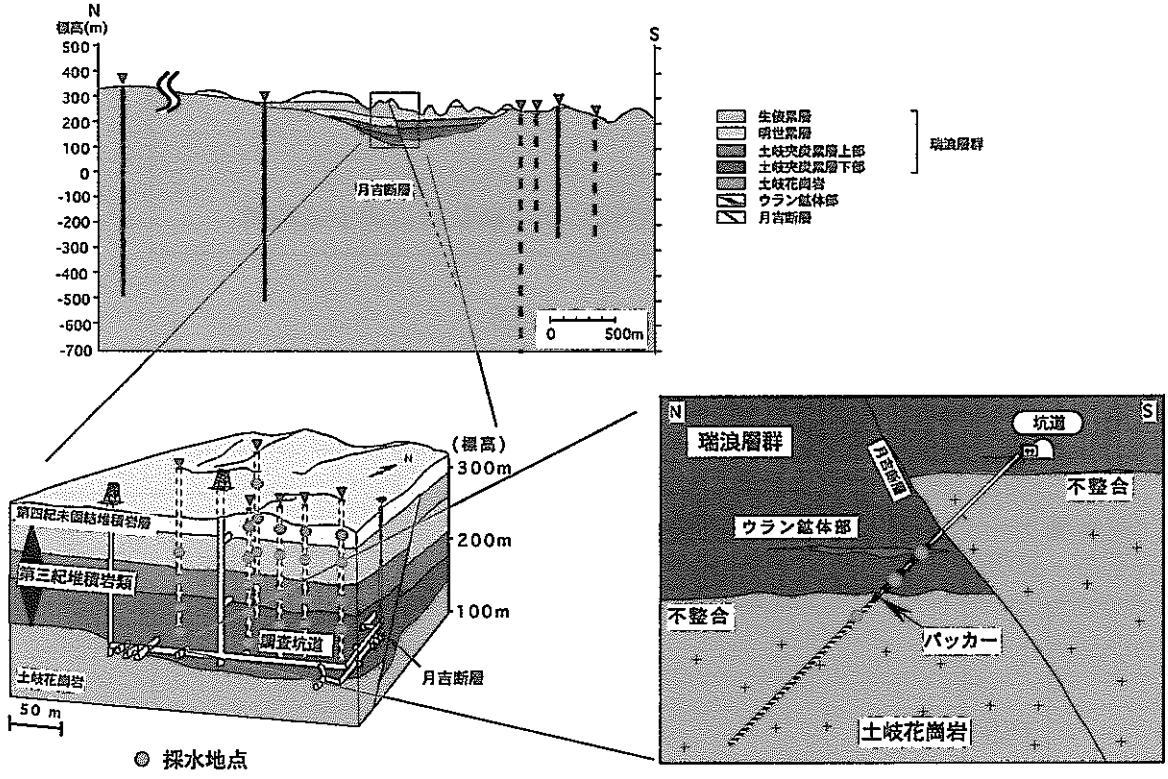
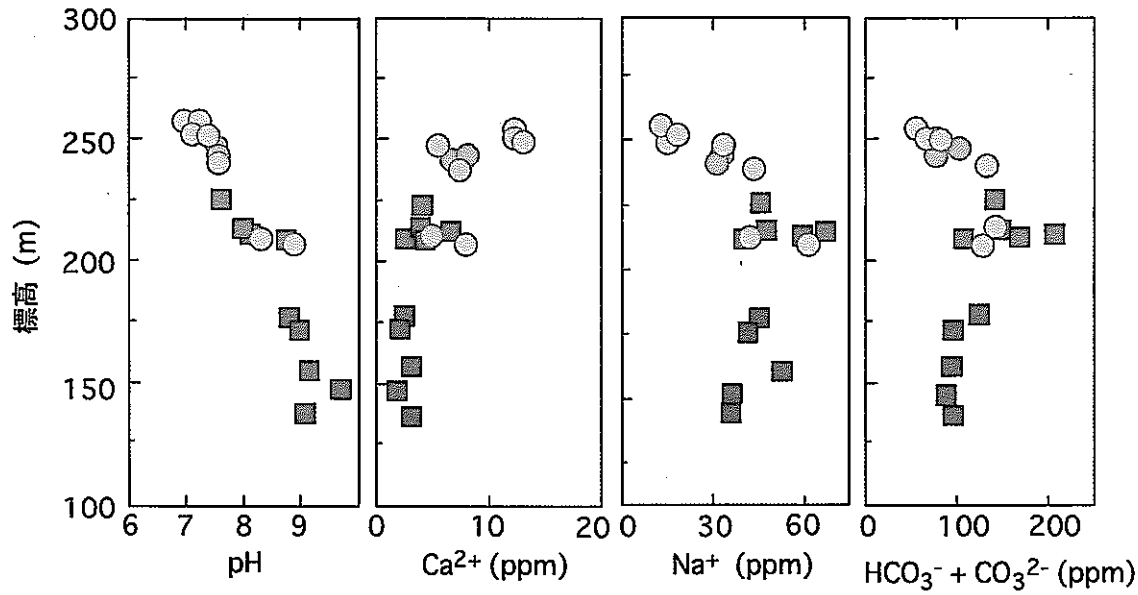


図 3.4-3 東濃地域における調査地点

東濃地域では堆積岩および花崗岩中の地下水の調査のためにその境界部を含めて十数本の試錐孔が掘削されている。



(Iwatsuki and Yoshida, 1995より)

図 3.4-4 東濃地域における堆積岩中の水質変化

東濃地域の堆積岩中の水質は，深度とともにNa^+，Ca^{2+}，HCO_3^-に富む水質からNa^+，HCO_3^-に富む水質に変化する傾向がある。

①堆積岩上部（生俵累層から明世累層）でNa^+，Ca^{2+}，HCO_3^-に富む水質，堆積岩下部（土岐夾炭累層）でNa^+，HCO_3^-に富む水質を示す（図 3.4-4）。
②pH は表層から生俵累層，明世累層にかけて中性であり，深度とともに弱アルカリ性に変化する。
③深度 60m 以深ではHS^-が検出される。
④深度 160m 付近の地下水の酸化還元電位は約-300mV を示す（表 3.4-3；Seo et al.，1989）。

このようなNa^+，Ca^{2+}，HCO_3^-に富む水質あるいはNa^+，HCO_3^-に富む水質を持つ地下水の研究事例としては，スウェーデンのÄspö地域における調査研究があり，地下水の水質が主に方解石の溶解，Na^+を含む鉱物と地下水間のイオン交換反応などによって形成され，滞留時間の違いによって各成分の濃度が異なることが示されている（Laaksoharju et al.，1993）。

東濃地域においては，これらの水質形成機構を明らかにするため，主要構成鉱物の微視的観察，水－鉱物反応試験，熱力学的解析および炭素同位体を用いたマスバランス解析などなされており，粘土鉱物を主成分とする堆積岩中の地下水の水質形成に寄与する反応として，以下の反応が考えられている（Iwatsuki et al.，1995）。

①有機物の微生物分解および表層から深度数 10m までの，方解石が地下水に対して未飽和な領域での炭酸塩鉱物の溶解反応（深度約 60m 以深では方解石の溶解・沈殿跡が同一箇所で観察され，また熱力学的計算により方解石の溶解反応は平衡状態に達していることが示唆される）；

$$CaCO_3 + H_2O = Ca^{2+} + OH^- + HCO_3^-$$

②堆積岩下部でのイオン交換反応（堆積岩上部から下部にかけてCa^{2+}の減少量とNa^+の増加量は当量的に等しくなっており，堆積岩上部の地下水と堆積岩下部の岩石を用いた水－鉱物反応試験からも同様の結果が得られる。）；

$$Ca^{2+} + 6Na\text{-モンモリロナイト} = 3Ca\text{-モンモリロナイト} + 2Na^+$$

上記の反応は珪酸塩鉱物に比べ，数時間～数週間と比較的早く化学平衡状態に達する（Chou et al.，1989）。

酸化還元電位に寄与する反応としては，深度 60m 付近からHS^-が観察され，酸化還元電位の実測値と，HS^-とSO_4^{2-}が酸化還元平衡にあるとの仮定に基づいて熱力学的に計算される酸化還元電位の値がほぼ等しいことから，HS^-とSO_4^{2-}の酸化還元反応が酸化還元電位に主に寄与していると推察される。

$$SO_4^{2-} + 8e^- + 9H^+ = HS^- + 4H_2O$$

また，3.4.3 項に述べるように，堆積岩中では，微生物活動に起因すると考えられるフミン酸，フルボ酸や硫黄に富む有機コロイドなどが観察されることなどから，堆積岩中の有機物を栄養源とした以下のような，微生物活動が寄与している可能性が考えられる（Stumm and Morgan，1996）。

$$SO_4^{2-} + 2C_{(organic)} + 2H_2O = H_2S + 2HCO_3^-$$
$$3H_2S + SO_4^{2-} = 2H_2O + 2OH^- + 4S_{(S)}$$

以上の酸化還元電位に寄与する反応過程も珪酸塩鉱物の溶解反応に比べ，比較的早く化学的平衡状態または生物学的安定状態に達する（Silver and Woodford，1979；Tullborg，1986）。深度数 10m 以深の地下水中で硫化水素イオンが観察されることから，堆積岩では，深度数 10m で強還元状態に達していると推察される。このような還元環境は，硫黄同位体を用いた研究から，長期にわたって維持されてきたと考えられている（Shikazono and Utada，1997）。また，還元環境が維持されてきた原因の一つとして，水理学的環境が長期に渡って維持されてきた事が挙げられる（Yusa et al.，1993）。

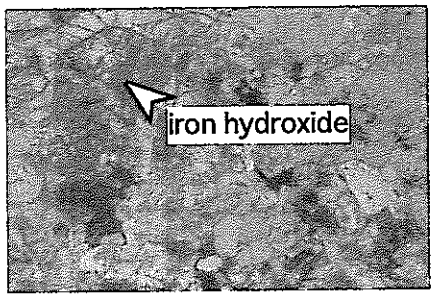
(2) 花崗岩中の地下水の地球化学特性とその形成プロセス

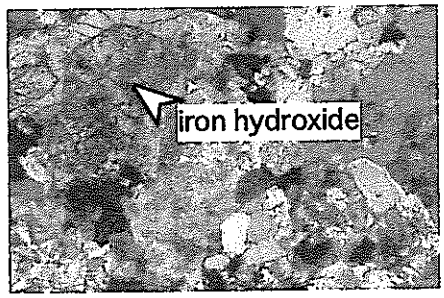
基盤岩である土岐花崗岩では，割れ目や破砕帯が地下水の主な流動経路となっており，地下水の化学的性質に，割れ目や破砕帯中に形成されている鉱物との相互反応が大きく寄与しているものと想定される。これらの割れ目および破砕帯は，その幅，分布頻度，変質状態などから，緑色変質を伴う割れ目帯と白色変質を伴う割れ目帯に分類されている。土岐花崗岩の主要構成鉱物は，石英，斜長石，カリ長石，黒雲母であり，副成分鉱物として黄鉄鉱，イルメナイト，ジルコンが含まれる。破砕帯では緑泥石，粘土鉱物類が観察される。主な粘土鉱物はモンモリロナイトであり，少量のカオリナイトが認められる。また，最大で深度 300m 付近まで割れ目表面に，岩石から溶脱した2価鉄が酸化沈澱したと考えられる水酸化鉄（褐鉄鉱）が観察されている。また，未変質部では自形の黄鉄鉱が観察される一方で，水みちと考えられる破砕帯では黄鉄鉱の溶解跡が観察されている（図 3.4-5）。花崗岩中の地下水は，酸素・水素の安定同位体比から天水起源であること，トリチウム濃度から深度百数十 m 付近まで表層水が直接的に浸透していることが示唆される。また，地下水は，

①花崗岩上部（深度 200m 程度まで）で中性であり，深度とともに弱アルカリ性に変化する。

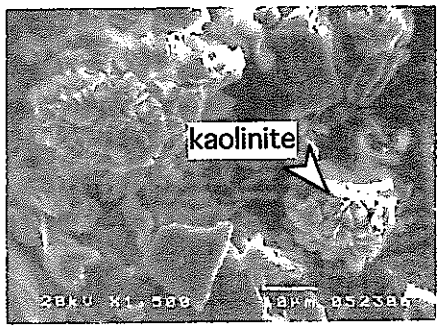
②深度 500m 付近までは Na^+，Ca^{2+}，HCO_3^- に富む水質，深度 500m 以深で Na^+，HCO_3^- に富む水質を示す（図 3.4-6）。

③酸化還元電位は深度 180m，330m 付近において約 0mV，深度 500m～1000m 付近で約-260～-385mV の値を示す（表 3.4-3）。

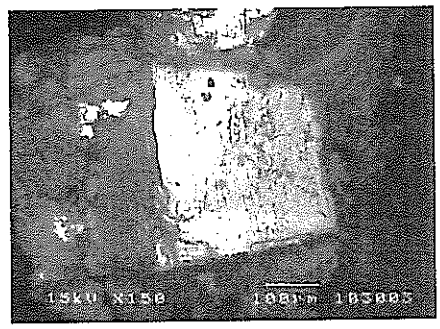




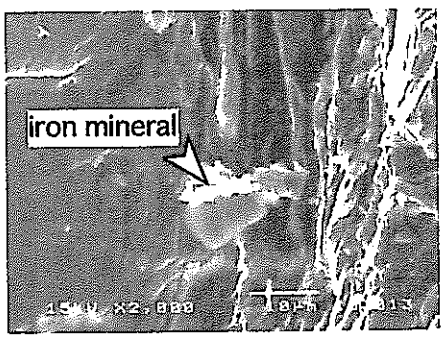
深度300m付近まで観察される水酸化鉄（褐鉄鉱）の沈澱



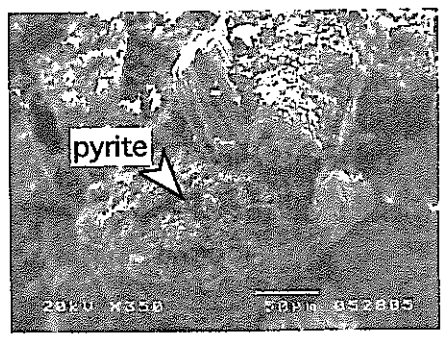
斜長石表面で観察されるカオリナイト
（深度840m）



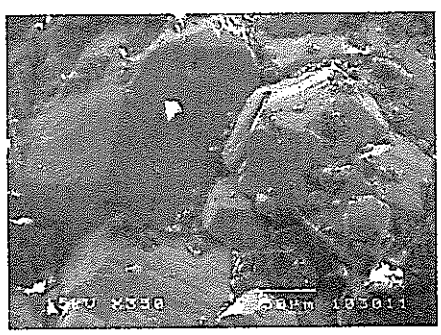
水ー鉱物反応があまり進んでいないと考えられる黄鉄鉱（深度136m：未変質部）



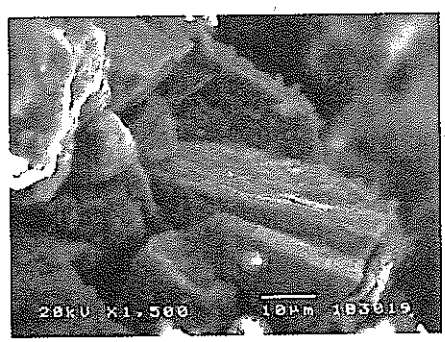
黒雲母表面に沈澱した鉄鉱物
（深度840m）



黄鉄鉱の溶解（深度186m：割れ目帯）



黄鉄鉱の溶解（深度644m：割れ目帯）

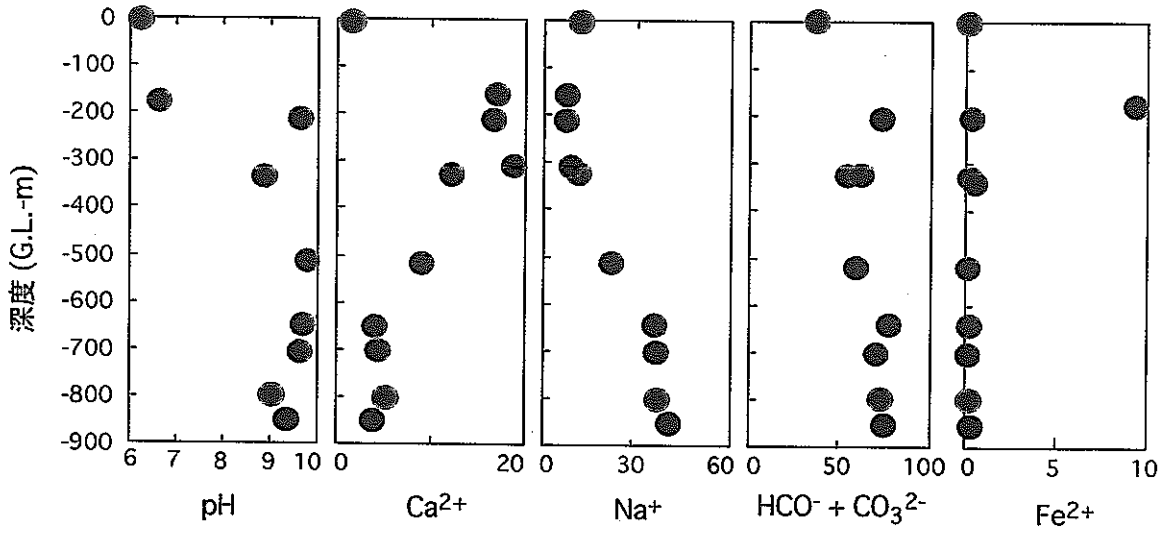


黄鉄鉱の溶解（深度790m：割れ目帯）

(Iwatsuki and Yoshida, 1999より)

図 3.4-5 東濃地域における深部花崗岩の鉱物変質跡

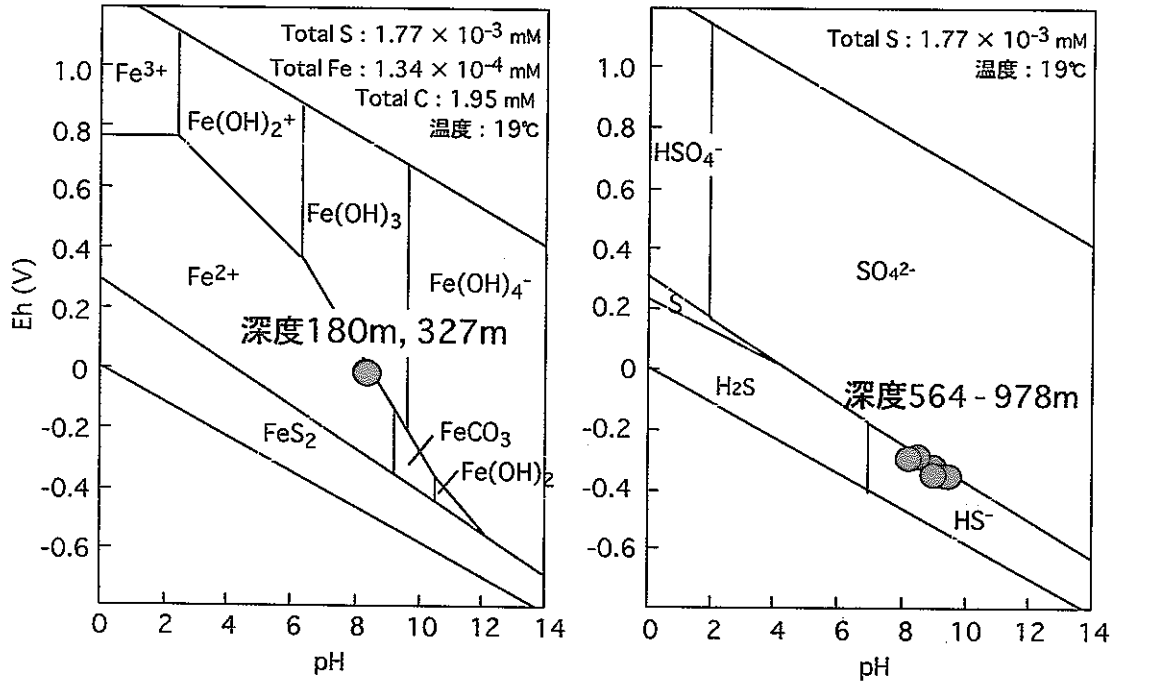
花崗岩中で観察される鉄，硫黄を含む鉱物の溶解・沈澱は地下水の酸化還元状態を反映していると考えられる。（深度840mの鉄鉱物についてはSEM-EDSによる観察のため同定されていない。）



(Iwatsuki and Yoshida, 1999より)

図 3.4-6 東濃地域における花崗岩中の水質変化

東濃地域の花崗岩中の地下水の水質は，深度とともにNa+，Ca2+，HCO_3^-に富む水質からNa+，HCO_3^-に富む水質に変化する傾向がある。



(Iwatsuki and Yoshida, 1999を修正)

図 3.4-7 鉄と硫黄の化学種の酸化還元ダイアグラム

東濃地域の花崗岩中の地下水の酸化還元電位測定値は浅部で鉄の化学種の酸化還元境界に，深部で硫黄の化学種の酸化還元境界に位置する。

花崗岩上部の Na^+, Ca^{2+}, HCO_3^-に富む水質の形成メカニズムとしては，以下に示すような長石類，方解石の溶解反応が主要な反応として挙げられる。また，深度に伴う水質の変化については， Ca^{2+}の減少量と Na^+の増加量が当量的にほぼ等しく，モンモリロナイトなどの粘土鉱物が割れ目中に普遍的に観察されることから，地下水と粘土鉱物間のイオン交換反応が水質変化に寄与していると考えられる（Iwatsuki and Yoshida, 1996, 1999）。

・長石類の粘土鉱物化

斜長石→モンモリロナイト

$$7NaAlSi_3O_8 + 6H^+ + 20H_2O = 6Na^+ + 10Si(OH)_4 + 3Na_{0.33}Al_2(Si_{3.67}Al_{0.33}O_{10})(OH)_2$$

$$7CaAl_2Si_2O_8 + 12H^+ + 8Si(OH)_4 = 6Ca^{2+} + 16H_2O + 3Ca_{0.33}Al_4(Si_{3.67}Al_{0.33}O_{10})_2(OH)_4$$

斜長石→カオリナイト

$$2NaAlSi_3O_8 + 2H^+ + 9H_2O = 2Na^+ + 4Si(OH)_4 + Al_2Si_2O_5(OH)_4$$

$$CaAl_2Si_2O_8 + 2H^+ + H_2O = Ca^{2+} + Al_2Si_2O_5(OH)_4$$

・方解石の溶解

$$CaCO_3 + H_2O = Ca^{2+} + OH^- + HCO_3^-$$

・地下水ー粘土鉱物間のイオン交換反応

$$Ca^{2+} + 6Na\text{-モンモリロナイト} = 3Ca\text{-モンモリロナイト} + 2Na^+$$

深度180m, 330m付近の地下水のpH, 酸化還元電位値は Fe^{2+}と Fe^{3+}の酸化還元境界に相当し，鉄の化学種の酸化還元反応が酸化還元電位に寄与していると考えられる。

$$Fe^{2+} + 3H_2O = Fe(OH)_3 + 3H^+ + e^-$$

また，深度500m～1000m付近の地下水のpH，酸化還元電位値は，HS^-と SO_4^{2-}の酸化還元境界に相当し，以下のような硫黄の化学種の酸化還元反応が酸化還元電位に寄与する主要な反応の一つであると考えられる（図 3.4-7）。

$$SO_4^{2-} + 8e^- + 9H^+ = HS^- + 4H_2O$$

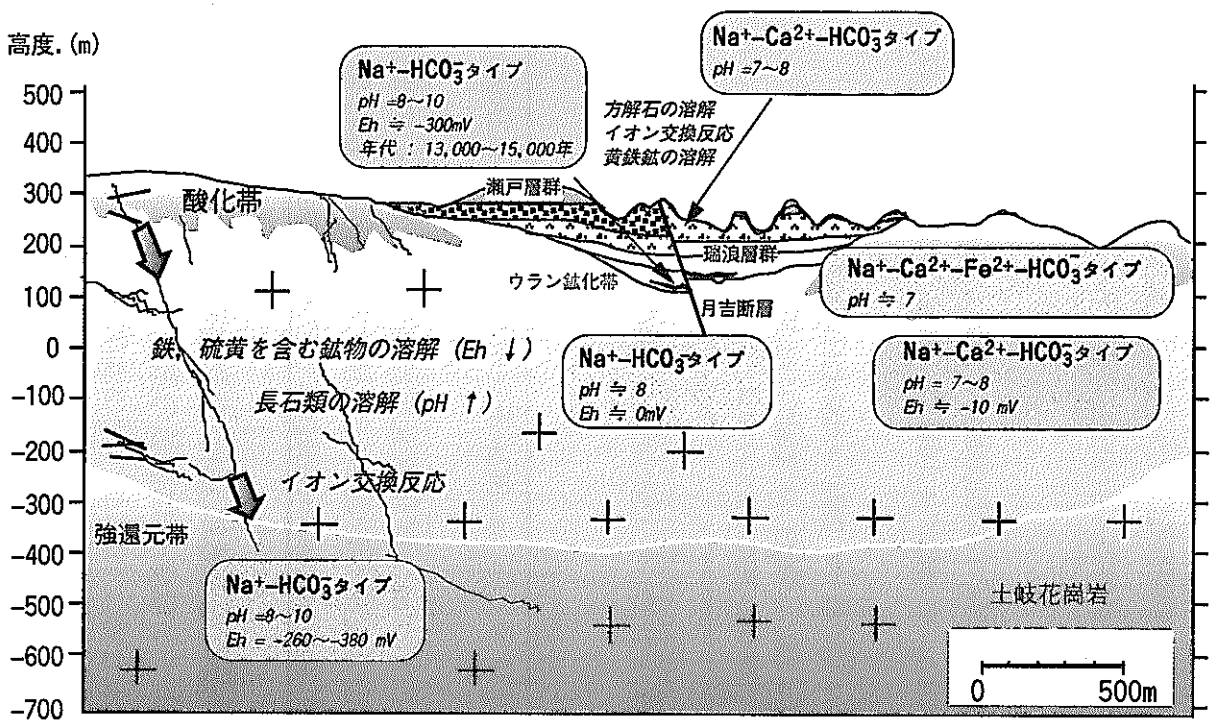
$$FeS_2 + 8H_2O = 2SO_4^{2-} + Fe^{2+} + 16H^+ + 14e^-$$

以上のこれまでに得られた知見から，東濃地域の地下深部の地球化学的環境および形成機構に関して，図 3.4-8のような概念モデルを構築することができる。

2) 釜石鉱山

(1) 花崗岩中の地下水の地球化学特性

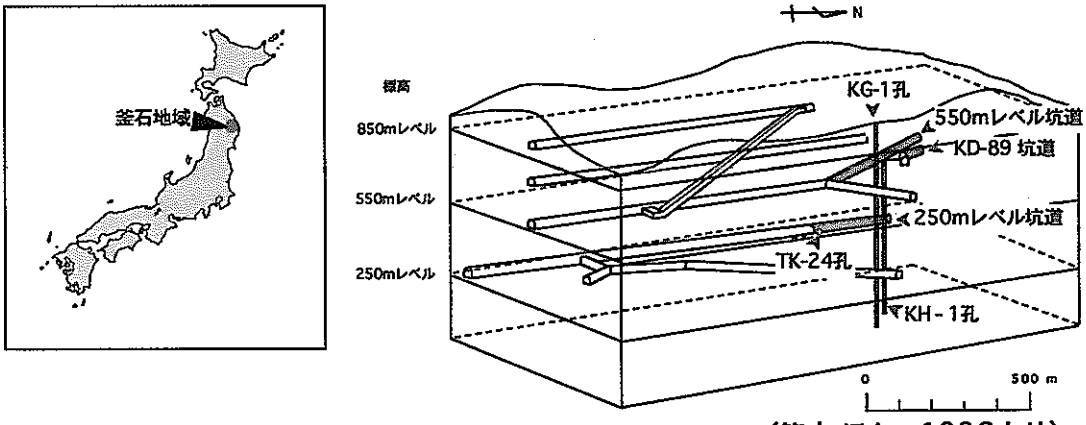
釜石鉱山では主に栗橋花崗閃緑岩を対象に，坑道による地球化学的影響などの様々な調査が行われている（図 3.4-9）。水質形成の成因を規制すると考えられる岩体内



（Iwatsuki and Yoshida, 1999を一部修正）

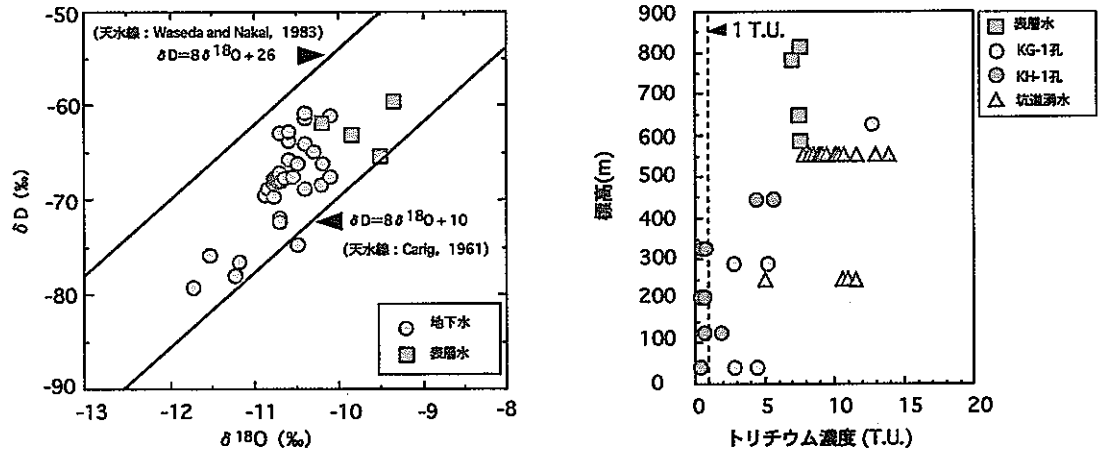
図 3.4-8 東濃地域における深部地下水の地球化学的性質

岐阜県東濃地域の地下水は，堆積岩，花崗岩ともに上部のNa^{+}- Ca^{2+}- HCO_3^- タイプから，深度とともに Na^{+}- HCO_3^- タイプの水質に変化する。酸化還元状態については，堆積岩では深度百数十mで強還元状態に達し，花崗岩においては深度 500m程度で強還元状態に達する。



(笹本 ほか，1996より)

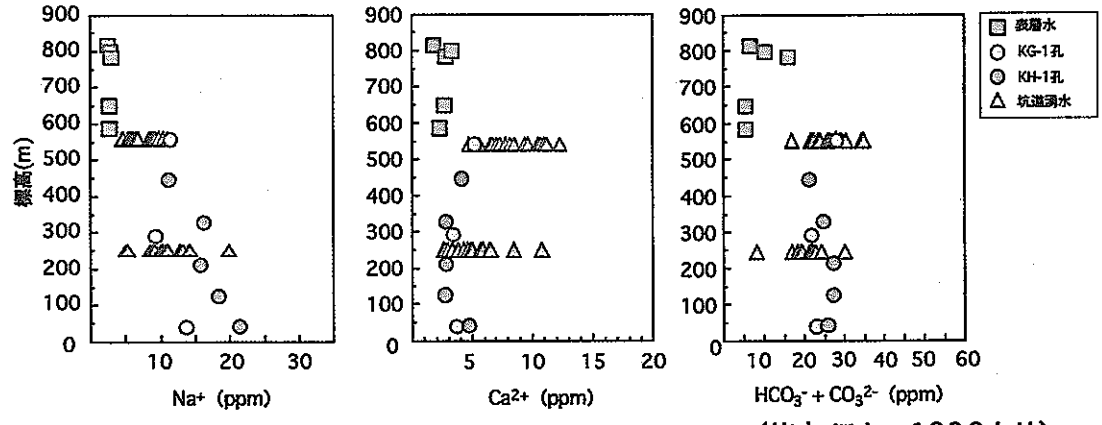
図 3.4-9 釜石地域における坑道位置図と調査地点



(笹本 ほか，1996より)

図 3.4-10 釜石地域における地下水の同位体組成

釜石地域の深部地下水は水素・酸素安定同位体比から天水起源であり，トリチウム濃度から数百mの深度まで表層水が混入していることが明らかになっている。



(笹本 ほか，1996より)

図 3.4-11 釜石地域における地下水の水質変化

釜石地域の地下水は，深度とともにNa^+，Ca^{2+}，HCO_3^-に富む水質からNa^+，HCO_3^-に富む水質に変化する傾向がある。

の地質学的な特徴と水質分布を比較するために，岩体内における割れ目の分布調査および岩石・鉱物学的調査を実施した結果，栗橋花崗閃緑岩は，主に石英，斜長石，カリ長石，黒雲母，角閃石からなり，割れ目充填部では方解石，沸石類，ぶどう石，緑れん石，粘土鉱物類が観察される（笹本ほか，1996）。また，地下水については，地表，坑道壁面からの湧水，坑道内における試錐孔および地表からの試錐孔を対象として，物理化学パラメータ（pH，電気伝導度，酸化・還元電位，溶存酸素濃度および水温）および主要溶存成分・同位体・溶存ガス・微生物の存在量などの調査を行った。

その結果，水素・酸素安定同位体比は，早稲田ほか（1983）に示された日本の天水ラインの範囲にプロットされ，栗橋花崗閃緑岩中の地下水は降水起源であると推定されている。また，トリチウム濃度から，東濃地域と同様に比較的深部まで表層水が直接的に浸透していることが明らかである（図 3.4-10）。この理由として，本来の地下水流動場が，坑道を掘削することにより，坑道方向への卓越した流動場に変化したことが考えられる（森田，1991；嶋田，1989）。

地下水の水質は，東濃地域の花崗岩中の地下水と同様に Na^+，Ca^{2+}，HCO_3^-に富む水質から Na^+，HCO_3^-に富む水質となる（図 3.4-11）。地下水中の Na^+濃度は，坑道壁面湧水ではばらつくものの，深度とともに連続的に増加する傾向が認められる。

(2) 地下水の水質形成プロセス

深度に伴う Na^+，Ca^{2+}，HCO_3^-，SiO_2 や炭酸（HCO_3^- ＋ CO_3^{2-}）の濃度変化については，一般的なメカニズムとして以下のような反応が考えられる。表層に近く炭酸ガス分圧の高い水は，アルバイトを変質させ，カオリナイトを生成する。この時，陽イオンとして，Na^+，K^+，Ca^{2+}，Mg^{2+}，Si が溶出しやすい。深度とともに炭酸ガス分圧が減少し，pH，HCO_3^-，陽イオン濃度が上昇すると，カオリナイトと SiO_2，HCO_3^-，Ca^{2+} が反応して モンモリロナイトが生成される。釜石鉱山では，深度 100～200m 付近でモンモリロナイトが確認されている（森田ほか，1991）。一方，深部の割れ目中では，アルバイトの変質鉱物として，カオリナイトが観察されないことから，ナトリウム濃度の上昇にモンモリロナイトを介したイオン交換反応が関与している可能性が考えられる。しかしながら，釜石鉱山の地下水には東濃地域の地下水に見られるような，深度に伴うカルシウム濃度の減少が見られないため，モンモリロナイトなどの粘土鉱物の量比が小さく，地下水の涵養量に対してイオン交換容量が低いこと，あるいは大部分のモンモリロナイトが既に Ca 型モンモリロナイトになっていることが想定される。その場合，ナトリウム濃度の増加はイオン交換反応によるものでなく，主に，アルバイトなどのナトリウムを含む鉱物の溶解反応に起因する可能性が考えられる。

地球化学計算コード EQ3/6（Wolery，1983）を用いて飽和指数を算定した結果は，pH9 以上の地下水中では，以下のような，アルバイトや方解石などの溶解反応が平衡

状態にあることを示している（図 3.4-12）。

・アルバイトの溶解

$$7NaAlSi_3O_8 + 6H^+ + 20H_2O = 6Na^+ + 10Si(OH)_4 + 3Na_{0.33}Al_2(Si_{3.67}Al_{0.33}O_{10})(OH)_2$$

・方解石の溶解

$$CaCO_3 + H_2O = Ca^{2+} + OH^- + HCO_3^-$$

・石英の溶解

$$SiO_2(sol) + 2H_2O = Si(OH)_4(liq)$$

これらの反応は，深度に伴う pH，Na^+，Ca^{2+}，SiO_2 および炭酸（HCO_3^- ＋ CO_3^{2-}）濃度の増加を合理的に説明する。方解石，石英の溶解反応は天然系において平衡状態に達していることが多い。アルバイトの溶解反応は，非常に遅い反応であり，平衡状態に達するのに 10^6 年程度かかるとされている（Holdren and Berner，1979；Brantley，1992）。

地下水の酸化還元電位については，釜石鉱山内の 250m レベル坑道から掘削された試錐孔（TK-24 孔）からの湧水で，-320mV（pH＝9.8）の値が測定されている（笹本ほか，1996）。この測定値は，硫黄の化学種の酸化還元境界にあたり，以下のような硫黄の化学種の酸化還元反応が寄与していることが考えられる。

$$SO_4^{2-} + 8e^- + 9H^+ = HS^- + 4H_2O$$

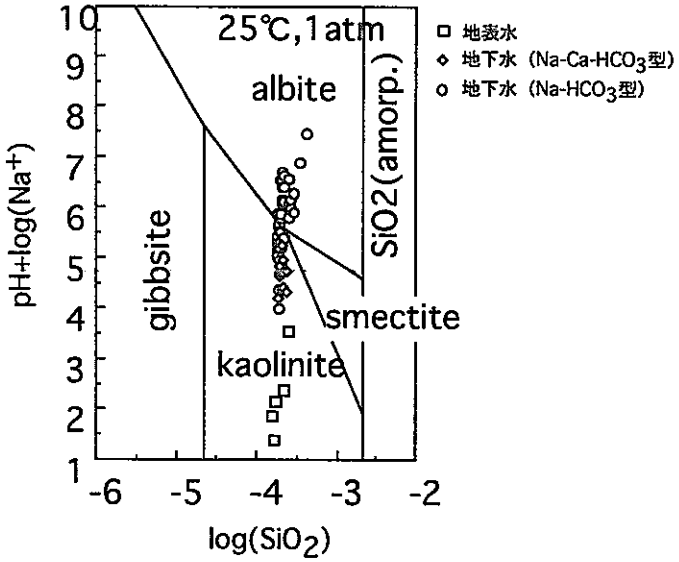
あるいは，

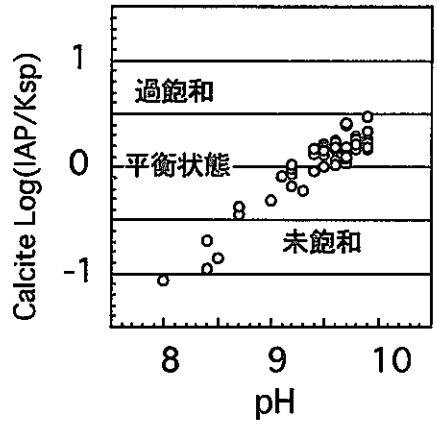
$$FeS_2 + 8H_2O = 2SO_4^{2-} + Fe^{2+} + 16H^+ + 14e^-$$

また，釜石鉱山では，坑道掘削時における掘削影響評価の一環として，既存坑道の周辺領域の酸化還元状態の調査が行われており，坑道の壁面から約 2m 付近まで酸素が浸透しており，20m 付近で無酸素状態になっていることから（核燃料サイクル開発機構，1999），必ずしも鉱山内の地球化学的状態が長期的な人的活動によって乱されているわけではないことが確認された。

以上の調査結果から，釜石鉱山の地下深部の地球化学的状態について以下の様にまとめられる。

・地下水は，深度が増すにしたがって中性から弱アルカリ性，Na^+，HCO_3^- に富む地下水水質へと変化する。
　・この地下水の水質形成には，長石類や方解石の溶解反応が関与している。
・坑道から湧水する地下水が，一部トリチウムを含むものの，新たに掘削した試錐孔からの地下水は，トリチウムを含んでおらず，一部還元状態を維持している。これらのことから，釜石鉱山全体の地球化学的環境として，既存坑道や大きな割れ目帯による地質構造によって，選択的に酸化状態となっている部分が認められるものの，それ以外の未掘削の健岩部においては，還元状態が維持されていることが示唆

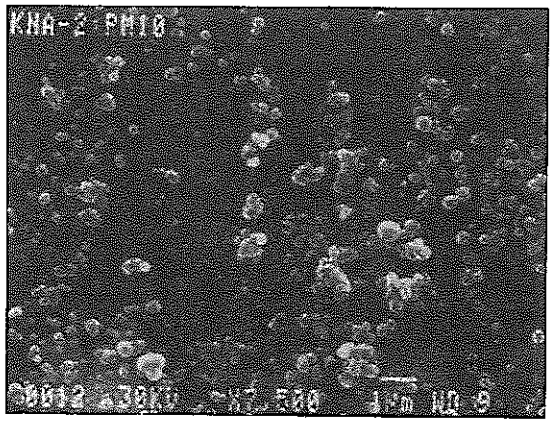




log(IAP/Ksp)=SI (saturation index ; 飽和指数)

図 3.4-12 栗橋花崗閃緑岩体中の地下水に対する鉱物の安定度解析

アルバイトと変質生成物との安定関係図（左図）から，表層水および岩体上部のCa^{2+}, HCO_3^-に富む地下水中ではカオリナイトが安定であり，深部のNa^+, HCO_3^-に富む地下水ではアルバイトが安定状態にある。また，方解石の飽和指数（右図）から，深部地下水に対して方解石の溶解反応が平衡状態にあることがわかる。



コロイド粒子の重量濃度（カットオフ 0.02μm）：1.3±0.2mg/l

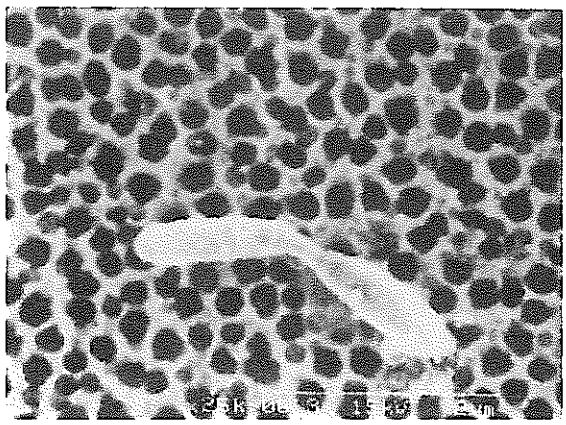
コロイド粒子の種類：Sに富む粒子，Siに富む粒子(amorp.SiO_2)，Caに富む粒，($CaCO_3$)，粘土粒子

（岩月・Moulin，1998より）

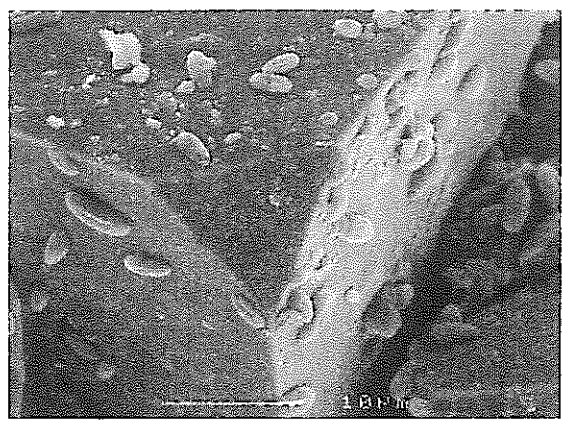
ろ過フィルター（10,000 MW）上に回収された地下水中のコロイド粒子

図 3.4-13 東濃地域の堆積岩中の地下水から回収されたコロイド粒子

硫黄に富むコロイド粒子の起源としては、硫酸還元菌による硫黄を含む有機物（リグナイト等），硫酸塩および地下水中の硫酸イオンの分解・還元が考えられる。



IRB (深度：840mの地下水をろ過)



SRB (深度：189mの黄鉄鉱表面)

図 3.4-14 東濃地域の花崗岩深部で観察された鉄関連細菌（IRB）と硫酸還元菌（SRB）
微生物活動が地下深部の地球化学的状態になんらかの関与をしている可能性を示唆する。

される。

3.4.3 深部地下水中のコロイド・有機物・微生物に関する研究事例

地下水中には，元素自体がコロイド粒子状になる真性コロイド，シリカや水酸化鉄，水酸化アルミニウムなどと真性コロイドが結合した疑似コロイド，フミン酸類が錯体になった有機コロイドなどが存在している。これらのコロイド粒子が地下水の地球化学特性に与える影響については，あまり明らかになっていない。有機コロイドや硫黄を含むコロイドは，酸化還元を伴う微生物の生物代謝に寄与し，地下水の酸化還元電位に影響を与える可能性がある。また， 核種がコロイド粒子に吸着したり，あるいはコロイド粒子の形態をとって地下水とともに移行する可能性があることから，地質環境中での核種の移行挙動に影響を及ぼすことが考えられる。地下水中の有機物は，微生物活動によるメタン醗酵などにより，地下水の酸化還元電位に影響を及ぼすことが指摘されており（Stumm and Morgan，1996），その収着特性のため，地下水中の微量元素の移行挙動に影響を及ぼすと言われている（Thurmann，1985；Nelson et al.，1985；Buffule，1998）。室内試験から，3価，5価，6価のアクチニドのうち，3価の元素濃度のみが花崗岩・堆積岩などの地質環境中（炭酸塩濃度あるいは有機物濃度の高い環境）で有機物の影響を受けていることや（Moulin，1995），酸化的環境で花崗岩中の地下水水質に類似した条件下では，フルボ酸はSr，Tc，Cs，Uなどの元素の固相への吸着に全く影響をおよぼさないことが確認されている（Ticknor et al.，1996）。また，地下深部には，地下生物圏に特有の微生物生態系が存在している可能性が指摘されている（長沼，1997）。微生物活動は，一般的に酸化還元過程を伴ったり，二酸化炭素，硫化物の生成，代謝の過程で有機錯体を生じ，地下深部の地球化学環境に影響を与えると考えられている（Bath et al.，1987；Milodowski et al.，1990；Chapman et al.，1991；West，1996）ことなどから，地下水の地球化学特性を理解するためには，コロイド／有機物，微生物などの有機化学的特性について，その影響を評価しておくことが重要である。

これらの研究にあたっては，地下水が定常的に得られる調査地点が必要であること，その採取に嫌気性雰囲気を維持したり，クリーンな環境で前処理を必要とすること，解析に酸化還元電位などの地球化学特性データが得られている必要があることから，わが国においては，ほとんどデータが得られていないのが現状である。

1) コロイド

コロイド粒子の特性（量，形態，性質など）は，岩相や地下水の化学的性質によって異なる（Abogadro and Marsily，1984；Grinrod，1991）。わが国においては，深部地下水中のコロイドについて，唯一，東濃地域の堆積岩（深度約 160m）で調査が行われている。

その結果，堆積岩中の地下水に含まれるコロイド（1μm 以下の粒子をコロイド粒子と定義）について，以下のことが明らかになっている。

①地下水中のコロイド粒子は，主に硫黄に富む粒子，珪酸塩鉱物，炭酸塩鉱物から構成されている。硫黄に富むコロイド粒子は，微生物活動により生成した有機コロイドである可能性が考えられることから（岩月・Moulin，1998），硫黄の化学種の酸化還元反応に微生物が関与していることが示唆される。

②地下水中のコロイド粒子の濃度は1～1.5mg/l程度である（図 3.4-13）。

③U や Th，希土類元素等の濃度と，コロイド粒子径には何ら相関関係は認められず，これらの元素濃度に対するコロイド粒子の影響は東濃地域では認められない（Seo and Moulin，1995）。

現在，わが国において得られているデータは，化学成分が希薄で，コロイド濃度の比較的低い地下水一点のデータのみであり，天然系でのコロイド特性を把握する上で不十分である。今後，結晶質岩およびより深地層での調査が必要である。

2) 有機物

溶存有機物（主に腐植物質）の濃度は，地下 100m 以浅の地下水中で，総有機炭素濃度（Total Organic Carbon：TOC）で 0.3～500mgC/l 程度の幅があり，場所により大きく変動する。一方，100m 以深の地下水中の TOC は，1～10mgC/l 程度である（長尾，1995）。腐植物質は，親水性酸とフミン酸，フルボ酸（フミン酸：腐植物質のうち，pH 1 以下で沈澱する腐植酸，フルボ酸：腐植物質のうち，pH 1 以下で沈澱しない腐植酸）に分けられ，岩相の種類により数 ppm～数十 ppm の濃度で地下水中に存在する。

東濃地域の堆積岩および花崗岩中の地下水に含まれる有機物の調査では，以下のことが明らかになっている。

①地下水に含まれる有機炭素濃度は，0.1～8mgC/l（岩月，Moulin，1998，Iwatsuki and Yoshida, 1998）程度である。

②地下水中の I，Cs，Th，Cr および希土類元素は，フミン酸，フルボ酸中にほとんど検出されない。また，有機物に収着していることが確認されたその他の微量元素（Cu，Mn など）は，地下水中に溶存している微量元素の 10^{-2}～10^{-7}程度であり（表 3.4-6），微量元素濃度に対する有機物の影響は少ないと考えられる。

③フミン酸，フルボ酸の原子組成比は，深部地下水中のフミン酸，フルボ酸が土壌起源でなく，堆積岩中の有機物（亜炭など）であることを示し，堆積岩中の有機物の微生物分解により，深部地下水中の有機物（硫黄に富む有機コロイドなど）が生成していると考えられる。

現在，わが国において得られているデータは，表層水中の有機物のデータがその大

表 3.4-6 東濃地域の地下水およびフミン酸（HA），フルボ酸（FA）中の微量元素濃度（岩月・Moulin，1998）

	花崗岩（KNA-6G；深度約180m）					堆積岩（KNA-6U；深度約160m）				
	地下水	有機物（Wt %）		有機物に収着して移行している微量元素量		地下水	有機物（Wt %）		有機物に収着して移行している微量元素量	
		フルボ酸	フミン酸	フルボ酸	フミン酸		フルボ酸	フミン酸	フルボ酸	フミン酸
Al	<0.1 (ppm)	0.026	0.047	7.68E-04	5.22E-04	<0.01 (ppm)	0.011	0.026	1.64E-03	1.27E-03
Br	<0.02 (ppm)	<0.001	<0.001	-	-	<0.02 (ppm)	<0.001	<0.001	-	-
Ca	1.23E+01 (ppm)	<0.005	0.09	-	1.00E-03	2.34E+00 (ppm)	0.053	0.05	7.92E-03	2.45E-03
Cl	1.06E+00 (ppm)	0.08	<0.01	2.36E-03	-	8.70E-01 (ppm)	0.02	0.01	2.99E-03	4.89E-04
K	4.30E-01 (ppm)	0.043	<0.005	1.27E-03	-	2.50E-01 (ppm)	0.01	0.041	1.49E-03	2.01E-03
Mg	1.80E-01 (ppm)	0.0013	0.015	3.84E-05	1.67E-04	2.00E-02 (ppm)	0.0075	0.01	1.12E-03	4.89E-04
Na	2.93E+01 (ppm)	0.48	0.11	1.42E-02	1.22E-03	4.25E+01 (ppm)	0.16	0.13	2.39E-02	6.36E-03
Si	1.04E+01 (ppm)	<0.05	<0.05	-	-	7.51E+00 (ppm)	<0.05	<0.05	-	-
Fe	<0.02 (ppm)	0.14	1.15	4.13E-03	1.28E-02	<0.02 (ppm)	0.007	0.038	1.05E-03	1.86E-03
Ti	1.50E-02 (ppb)	0.001	0.002	2.95E-05	2.22E-05	1.50E-02 (ppb)	0.001	0.006	1.49E-04	2.94E-04
Mn	1.30E+01 (ppb)	0.0015	0.0015	4.43E-05	1.67E-05	5.50E-01 (ppb)	0.0003	0.00029	4.48E-05	1.42E-05
Ni	7.30E-02 (ppb)	0.0005	0.016	1.48E-05	1.78E-04	1.40E-02 (ppb)	0.0002	0.0008	2.99E-05	3.92E-05
Cu	2.80E-02 (ppb)	0.0039	0.002	1.15E-04	2.22E-05	5.00E-02 (ppb)	0.0036	0.0016	5.38E-04	7.83E-05
Sr	1.90E+01 (ppb)	0.00013	0.00055	3.84E-06	6.11E-06	1.20E+00 (ppb)	0.00055	0.00025	8.22E-05	1.22E-05
Sb	2.20E-03 (ppb)	0.0005	0.0001	1.48E-05	1.11E-06	8.00E-04 (ppb)	<0.0001	0.0002	-	9.79E-06
T.l	2.30E-02 (ppb)	<0.001	<0.001	-	-	2.00E-02 (ppb)	<0.001	<0.001	-	-
Cs	2.24E-01 (ppb)	<0.0001	<0.0001	-	-	5.90E-02 (ppb)	<0.0001	<0.0001	-	-
Pb	1.70E-02 (ppb)	0.00053	0.00024	1.57E-05	2.67E-06	2.20E-02 (ppb)	0.00013	0.00024	1.94E-05	1.17E-05
Th	6.00E-02 (ppb)	<0.0001	<0.0001	-	-	7.60E-02 (ppb)	<0.0001	<0.0001	-	-
W	8.40E+00 (ppb)	0.029	0.018	8.56E-04	2.00E-04	1.50E+01 (ppb)	0.023	0.025	3.44E-03	1.22E-03
U	2.30E-02 (ppb)	<0.0001	0.0042	-	4.67E-05	1.90E-03 (ppb)	<0.0001	0.00069	-	3.38E-05
Cr	1.10E-02 (ppb)	<0.001	<0.001	-	-	1.70E-02 (ppb)	<0.001	<0.001	-	-
Co	1.30E-02 (ppb)	0.00034	0.0004	1.00E-05	4.44E-06	3.40E-03 (ppb)	0.00042	0.00021	6.28E-05	1.03E-05
Zn	7.90E-02 (ppb)	0.0032	0.0027	9.45E-05	3.00E-05	2.10E-02 (ppb)	0.0017	0.0017	2.54E-04	8.32E-05
Mo	2.30E-01 (ppb)	0.0017	0.001	5.02E-05	1.11E-05	1.80E-01 (ppb)	0.0011	0.001	1.64E-04	4.89E-05
As	<0.2 (ppb)	<0.001	<0.001	-	-	<0.2 (ppb)	<0.001	<0.001	-	-
V	1.30E-02 (ppb)	<0.0001	0.00024	-	2.67E-06	2.30E-03 (ppb)	<0.0001	<0.0001	-	-
Ag	2.30E-02 (ppb)	<0.0001	0.0088	-	9.78E-05	8.70E-03 (ppb)	<0.0001	<0.0001	-	-
Lu	n.m. (ppb)	<0.0001	<0.0001	-	-	n.m. (ppb)	<0.0001	<0.0001	-	-
Tb	n.m. (ppb)	<0.0001	<0.0001	-	-	n.m. (ppb)	<0.0001	<0.0001	-	-
Yb	n.m. (ppb)	<0.0001	<0.0001	-	-	n.m. (ppb)	<0.0001	<0.0001	-	-
Ho	n.m. (ppb)	<0.0001	<0.0001	-	-	n.m. (ppb)	<0.0001	<0.0001	-	-
Eu	n.m. (ppb)	<0.0001	<0.0001	-	-	n.m. (ppb)	<0.0001	<0.0001	-	-
Sm	n.m. (ppb)	<0.0001	<0.0001	-	-	n.m. (ppb)	<0.0001	<0.0001	-	-
Pr	n.m. (ppb)	<0.0001	<0.0001	-	-	n.m. (ppb)	<0.0001	<0.0001	-	-
Er	n.m. (ppb)	<0.0001	<0.0001	-	-	n.m. (ppb)	<0.0001	<0.0001	-	-
Ce	n.m. (ppb)	0.0001	0.0001	2.95E-06	1.11E-06	n.m.. (ppb)	<0.0001	0.0002	-	9.79E-06
Au	n.m. (ppb)	0.0002	0.0002	5.91E-06	2.22E-06	n.m. (ppb)	<0.0001	<0.0001	-	-
	n.m. : not measured		(wt./%)		(ppb)			(wt./%)		(ppb)

半を占め，深部地下水に関しては，弱アルカリ性，還元状態の地下水の有機物データのみであり，今後，弱酸性あるいは酸化状態の地下水についての有機物特性の調査が必要である。

3) 微生物

自然界において微生物は，栄養源の少ない地下水中で 10^2 cells/g，土壌中で 10^8 cells/g 程度存在すると言われている（Rosevear，1991）。東濃地域の堆積岩および釜石鉱山の花崗岩中の地下水に含まれる微生物についての予察的な調査では，以下の結果が得られている。

①東濃地域の堆積岩および花崗岩中の地下水

・全菌数は，概ね 10^7 cells/ml（堆積岩）～10^6 cells/ml（花崗岩）であり，全般的に堆積岩層で一桁高い。そして，地下水中の生菌数は 10^3～10^4 CFU/ml である（表 3.4-7）。この数字は培養を行った好気的条件下で生存できる菌数を表したものであり，地下環境は一般的に嫌気的条件であるため，実際には嫌気性菌の方が多いと考えられる。さらに，原位置の環境で生育する微生物（生菌）のうち，培養が可能なのは数%であり，残りの90%以上については「生きているが培養できない」（VBNC：Viable but non-culturable）菌である。したがって，嫌気性菌・VBNC 菌を考慮すると，地下環境全体で生育する微生物量はかなり大きなものであると想像できる（村上ほか，1998，1999）。

・花崗岩では，深度ごとに微生物の種類（形態）および形態種数が異なる。

・花崗岩の深度 200～300m 付近に鉄関連細菌生菌数のピークが見られる。この深度は，Fe^{2+} / $Fe(OH)_3$ の酸化還元境界に相当する（pH=7.8～8.2，Eh=0～-16mV）。酸化還元境界における鉄元素の状態は，鉄の形態を変化させるエネルギーが少なくてすむので，バクテリアにとって非常に利用しやすい状態にあるといえる。そのため，このような深度でのみ特異的に鉄関連細菌が増えるものと推察される。また，逆にバクテリアが増殖することによって，その環境の酸化還元電位および pH が変化し，酸化還元境界を形成している可能性も考えられる。

・花崗岩の深度約 450m 付近の地下水に硫酸還元菌の存在が認められる。この深度では硫酸イオンの濃度が他と比較して少し高く，酸化還元電位が硫酸還元菌の増殖しうる -100～-200mV の範囲にあることが予想される。硫酸塩還元細菌は，Desulfovibrio desulfuricans と同定されている。

・メタン生成細菌，亜硝酸細菌，硝酸細菌および脱窒細菌は検出されない。

・硫黄還元細菌は，5.0 x 10^{-1} MPN/ml（MPN：Most Probable Number）と計数され，Desulfovibrio desulfuricans と同定されている。

・一般細菌は，3.0 x 10 CFU/ml（CFU：Colony Forming Units）である。

②釜石鉱山の花崗岩の地下水

表 3.4-7 東濃地域における地下水中の微生物存在量

試錐孔	岩種	深度	全菌数	好気性生菌数		チオ硫酸細菌	従属栄養好気性細菌	鉄関連細菌	硫酸還元菌	脱窒菌	硝化菌
		(G.L.- m)	(cells/ml)	(CFU/ml)		(CFU/ml)	(CFU/ml)	(CFU/ml)	(CFU/ml)	(CFU/ml)	(CFU/ml)
				1/2LB・G	×10(1/2LB・G)						
TH-6	明世累層	-104	1.6791E+06				5.00E+06	1.00E+05	4.20E+03	m.a.	n.d.
TH-6	土岐夾炭累層	-132	1.4850E+06				5.00E+06	1.00E+05	2.00E+02	b.l.	n.d.
TH-6	土岐夾炭累層	-153	2.2488E+06				5.00E+06	1.00E+05	n.a.	b.l.	n.d.
KNA-6	土岐夾炭累層	-160	3.66E+05				2.01E+05	n.a.	n.a.	n.d.	n.d.
TH-6	土岐花崗岩	-177.5	1.9334E+06				5.00E+06	7.51E+03	2.40E+02	b.l.	n.d.
KNA-6	土岐花崗岩	-180	2.42E+05				n.a.	8.01E+03	2.78E+03	b.l.	n.d.
DH-3	土岐花崗岩	-19	3.1429E+05	9.07E+03	2.21E+04	8.83E+03	5.00E+05	7.51E+03	n.a.	n.d.	n.d.
DH-3	土岐花崗岩	-130	6.7757E+05	3.60E+03	1.48E+04	5.43E+03	3.33E+06	1.00E+05	n.a.	b.l.	n.d.
DH-3	土岐花崗岩	-209	1.1036E+06	2.00E+02	3.60E+03	0.00E+00	3.33E+06	4.50E+04	n.a.	b.l.	n.d.
DH-3	土岐花崗岩	-330	1.6021E+06	7.40E+03	1.13E+04	7.23E+03	1.00E+03	1.00E+05	n.a.	n.d.	n.d.
DH-3	土岐花崗岩	-458	2.2426E+06	9.10E+03	1.62E+04	8.97E+03	5.00E+06	1.76E+04	1.70E+04	no data	n.d.
DH-3	土岐花崗岩	-485	1.1404E+06	2.23E+03	6.17E+03	1.97E+03	1.00E+03	1.76E+04	3.30E+01	b.l.	n.d.
DH-3	土岐花崗岩	-600	1.0302E+06	3.07E+03	7.60E+03	3.30E+03	5.00E+05	1.00E+05	n.a.	b.l.	n.d.
DH-3	土岐花崗岩	-645	6.6131E+05	3.37E+03	5.87E+03	1.20E+03	5.00E+05	1.00E+05	n.a.	b.l.	n.d.
DH-3	土岐花崗岩	-767	1.2522E+06	1.33E+03	6.73E+03	2.03E+03	1.00E+03	4.50E+04	n.a.	b.l.	n.d.
DH-3	土岐花崗岩	-790	9.0854E+05	9.03E+03	1.24E+04	7.43E+03	5.00E+05	9.19E+03	n.a.	n.d.	n.d.
DH-3	土岐花崗岩	-840	8.9319E+05	3.70E+03	5.73E+03	2.33E+03	1.67E+05	1.76E+04	n.a.	n.d.	n.d.
DH-5	土岐花崗岩	-330	8.5526E+05	2.11E+04	4.45E+04	2.29E+04	5.00E+05	1.76E+04	6.67E+02	n.d.	n.d.

n.d. = not detect　n.a. = not aggressive, m.a. = moderately aggressive, b.l. = background level

・全菌数は，10^2～10^7 cells/ml である（Aoki et al.，1997）。
・生菌の鉄酸化細菌，メタン生成細菌，亜硝酸細菌および硝酸細菌は検出されない。
・硫酸塩還元細菌は，5.0×10^{-1}～1.3×10^3 MPN/ml と計数される。
・一般細菌は，5.3×10^2～3.9×10^4 CFU/ml である。

東濃地域，釜石鉱山ともに，地下深部で無視できない量の生物が存在することが確認された。深部地質環境における微生物の存在と活動は，地下の地球化学プロセスと密接な関係にあることが示唆され，地下深部の酸化還元環境に微生物が何らかの影響を与えているものと推察される（図 3.4-14）。今後，この影響の程度，地下深部における微生物活性の違いなどを明らかにしていく必要がある。

3.4.4 まとめ

文献データ，海外の調査事例，東濃，釜石の調査研究から，我が国において降水を起源とする堆積岩，花崗岩中の深部地下水の地球化学特性について，以下の知見が示される。
・地下水は，深部で弱アルカリ性，Na^+，HCO_3^-に富む水質になる。
・長石類，方解石の溶解，粘土鉱物と地下水間のイオン交換反応が地下水の水質形成に関与する主要な反応として挙げられる。
・酸化還元電位については，堆積岩では硫黄の化学種の酸化還元反応，微生物活動による有機物の分解反応などが関与している。花崗岩では，浅部で鉄の化学種の，深部で硫黄の化学種の酸化還元反応が関与している。

長石類は堆積岩，結晶質岩など様々な岩石を構成する主要な鉱物の一つであり，その変質に伴い二次的に生成する粘土鉱物も岩盤中に普遍的に観察される。また，方解石については，一次鉱物として岩盤中に含まれない場合は，長石類の溶解により溶脱したCa^{2+}と地下水中のHCO_3^-の反応などにより生成沈殿し，岩盤中に普遍的に観察される。これらの普遍的に観察される鉱物と地下水の反応は，我が国で一般的に観察される地下水の水質を形成する主要な反応といえる。一方で，海水（化石海水）を起源とする地下水は，一般的に溶存成分，特にNa^+とCl^-に富む水質を示す。この水質は主に，溶存成分に富んだ海水（化石海水）との混合によって形成されていると考えられ，その組成は地下水と海水（化石海水）の混合比に依存することが予想できる。

また，深部地下水は一般的に還元状態にある可能性が高いことが示唆される。東濃地域，釜石鉱山での深部地下水の酸化還元状態の調査結果および茂原，幌延地域の文献データから，堆積岩の深部（深度数 10m 以深）では強還元性に，結晶質岩では，深度数 100m で弱還元性～強還元性になるといえる。地下水の酸化還元電位を支配する反応としては，鉄の化学種または硫黄の化学種の酸化還元反応あるいは有機物の微生物分解などが挙げられる。これらの反応については，

①地下水中には微生物の代謝に必要な有機物が含まれている（長尾，1995）。
②様々な岩相において地下深部の還元環境には，鉄還元菌や硫酸還元菌などの還元菌が数多く観察されている（Lovley and Chapelle，1995）。
③鉄を含む鉱物（黒雲母，水酸化鉄など），硫黄を含む鉱物（石膏や黄鉄鉱など）は堆積岩，火成岩中に一般的に観察される鉱物である。
ことなどから，わが国の地下深部において一般的に想定し得る反応である。

以上の深部地下水の地球化学特性を支配する反応のうち，イオン交換反応や炭酸塩鉱物の溶解反応，鉄の化学種，硫黄の化学種の酸化還元反応は珪酸塩鉱物の溶解に比べ，容易に化学平衡状態あるいは生物的安定状態に達することから（Chou et al., 1989；Brantley，1992；Wikberg，1987），これらの反応の化学平衡論によるモデル化は可能であると考えられる。東濃地域の研究例に示される様に，岩石中に反応に寄与できる鉱物が十分量存在し，十分な滞留時間と水理的な条件が維持されている環境には，地下水の還元状態を長期間維持できる緩衝能力があるといえる。また，地下水の化学的状態が未知の領域についても，岩石の主要鉱物組成を把握できれば，地下水の酸化還元状態を推測できる。

斜長石などの珪酸塩鉱物の溶解反応については，信頼できる天然系での溶解速度データが得られていないことから，水質形成（ナトリウムやカルシウム濃度の長期的変化など）への寄与の程度を推測するためには，溶解速度を仮定して滞留時間データから一次近似式などを構築する必要がある。しかしながら，各種解析を行い，解析結果に性能評価上有意の差が認められない場合は，十分な反応時間の後，平衡状態に達した時のナトリウムやカルシウムの濃度を最大値と仮定し，変動パラメータとして，解析に用いる手法が考えられる。

以上の様に地下水の地球化学特性を支配する主要な反応を，化学平衡論あるいは速度論的解釈により考察し，信頼できる地球化学モデルを構築することにより，地下水が採取されていない未知の領域の地球化学特性や長期的変化について，事前に予測することが可能である。

参考文献

Abogadro,A. and Marsily,D.E. (1984)：The role of colloids in nuclear disposal, Scientific Basis for Nuclear Waste Management VII, pp.495-505.

Aoki,K., Sasamoto,H., Senba,T., Amano,K., Takahara,H., Ohbuchi,S. and Matsushima,E. (1997)：Microbial Analyses of Deep Groundwater in Fractured Granodiorite at the Kamaishi Mine, Japan, Proceedings of the 7th Symposium on Geo-Environments and Geo-technics, pp.81-86.

Bath,A.H., Christofi,N., Neal,C., Philip,J. C. Cave,M.R. and McKinley,I.G. (1987)：Trace elements and microbiological studies of alkaline groundwater in Oman, Arabian Gulf ; a natural analogue for cement pore waters, NERC British Geological Survey Report FLPU 87-2, UK.

Bath,A.H., McCartney,R.A., Richards,H.G., Metcalfe,R. and Crawford,H.B. (1996)：Groundwater chemistry on the Shellafield area：a preliminary interpretation, Journal of Engineering Geology, 29, pp.39-57.

Brantley,S.L. (1992)：Kinetics of dissolution and precipitation - Experimental and field results, Proc. of the 7th international Symposium on Water-Rock Interaction, 7, UTAH, USA, 13-18, JULY, 1992, pp.3-6.

Buffle,J. (1988)：Complexiation reaction in aquatic systems, Wiley, New York.

Chapman,N.A., Mckinley,I.G., Shea,M.E., Smellie,J.A.T. (1991)：The Poços de Caldas Project：Summary and implications for radioactive waste management, Report of an international project managed by the Swedish Nuclear Fuel and Waste Management Company, NAGRA NTB 90-33, SKB-TR-90-24, UK DOE WR-90-055.

Chapman,N.A. and McEwen,T.J. (1992)：The aplication of paleohydrogeological information to repository performance assessment, In: Paleohydrogeological Methods and their Allocations, Proc. NEA Workshop, Paris, 9-10 Nov. 1992, pp.23-35, OECD, Paris.

Chou,L., Garrels,R.M. and Wollast,R. (1989)：Comparative study of the kinetics and mechanisms of dissolution of carbonate minerals, Chemical Geology, 78, pp.269-282.

Drever,J.I. (1988)：The geochemistry of natural waters, Prentice Hall, Inc., ISBN 0-13-351396-3.

Grindrod,P. (1991)：Radionuclide migration with in fractured rock：The impact of colloids upon geoshere calculations, SKI Technical Report 91, SKI Stockholm.

濱　克宏，岩月輝希（1998）：東濃地域における広域地下水流動研究－深部地下水の地球化学特性について－，日本応用地質学会平成10年度研究発表会講演論文集，pp.17-20.

Holdren,G.R. and Berner,R.A. (1979)：Mechanism of feldspar weathering - I. Experimental studies, Geochimica et Cosmochimica Acta, 43, pp.1161-1171.

Ii,H., Horie,Y., Ishii,T. and Shimada,J. (1997)：Development of an apparatus to measure

groundwater qualities in situ and to sample groundwater using boreholes, Environmental Geology 32, July, pp.17-22.

一國雅巳，小倉紀雄（1992）：化学総説，陸水の化学，日本化学会編，学会出版センター，No. 14.

Iwatsuki,T., Sato,K., Seo,T. and Hama,K. (1995)：Hydrogeochemical investigation of groundwater in the Tono area, Japan, Proc. Mat. Res. Soc. Symp., 353, pp.1251-1257.

Iwatsuki,T. and Yoshida,H. (1996)：Water-rock interaction analysis in relation to geological structure in deep crystalline rock at the Tono area, Japan, Proc. Chemical containment of wastes in the geosphere.

Iwatsuki,T. and Yoshida,H. (1999)：Water chemistry and mineralogy of fracture systems in the basement granite in the Tono uranium mine area, Gifu Prefecture, central Japan, Geochemical Journal, 33, pp.19-32.

岩月輝希，豊嶋賢治，吉田英一（1998)：深地層を対象とした地下水の地球化学的調査の現状，原子力バックエンド研究，4, pp.73-81.

岩月輝希，Moulin,V.（1998）：岐阜県東濃地域におけるコロイド／有機物の研究，1998年度地球惑星科学関連学会予稿集，p.230.

岩月輝希，濱　克宏（1998）：深部花崗岩の鉱物組成と地下水の地球化学的性質，日本地球化学会年会講演要旨集，p.182.

核燃料サイクル開発機構（1999）：釜石原位置試験総括報告書，サイクル機構技術報告書，JNC TN7410 99-001.

亀井玄人（1997）：ベントナイトに包まれた廃棄物ガラスのナチュラルアナログ，動燃事業団技術報告書，PNC TN 8410 97-035.

Kamei,G., Yusa,Y. and Arai,T (1999) : A natural analogue of nuclear waste glass in compacted bentonite. (Submitted to Applied Geochemistry)

Laaksoharju,M., Smellie,J., Ruotsalainen,P. and Snellman,M. (1993)：An approach to quality classification of deep groundwaters in Sweden and Finland, SKB Technical Report 93-27, SKB Stockholm.

Lovley,D.R. and Chapelle,F.H. (1995)：Deep subsurface microbial processes, Reviews of Geophysics, 33, pp.365-381.

Milodowski,A.E., West,J.M., Pearse,J.M., Hyslop,E.K., Basham,I.R. and Hooker,P.J. (1990)：Uranium mineralized microorganisms associated with uraniferous hydrocarbons in southwest Scotland, Nature 347, pp.465-467.

水谷義彦，瀬尾俊弘，太田久仁雄，中井信之，村井康浩（1992）：岐阜県東濃鉱山深層地下水の14C年代，加速器質量分析と炭素同位体の学際的応用シンポジウム論文集，pp.159-168.

Moulin,V. (1995)：Fate of actinides in the presence of humic substances under conditions relevant to nuclear waste disposal, Applied Geochemistry, 10, pp.573-580.

Moulin,V. and Iwatsuki,T. (1997)：Behavior of trace elements in groundwater：Role of organic

substances, In: 6th International Conference on the Chemistry and Migration Behavior of Actinides and Fission Products in the Geosphere, Abst. Migration'97, Sendai, Japan, 26-31, Oct. 1997, p.94.

村上由記，岩月輝希，長沼　毅（1998）：深部地質環境における微生物群集，第 14 回日本微生物生態学会講演要旨集, p.129.

村上由記，長沼　毅，岩月輝希（1999）：深部地質環境における微生物群集－東濃地域を例として－，原子力バックエンド研究（準備中）.

森田誠也，嶋田　純，長　久（1991）：深部結晶質岩中の地下水の化学的特性とその挙動（その１）－岩手県釜石鉱山大峰地域における地下水の水質と分類－，応用地質，32，pp.11-22.

本島公司，益子　安（1973）：地下水，温泉の分析，講談社サイエンティフィック.

長沼　毅（1997）：地下生物圏研究の展望，月刊地球／号外 No. 19, pp.199-203.

長尾誠也（1995）：地下水中に存在する腐食物質の特徴と TRU 元素との錯体形成能，放射性廃棄物研究，1，pp.231-242.

Nelson,D.M., Penrose,W.R., Karttunen,J.O. and Mahlhaff,P. (1985)：Effects of dissolved organic carbon on the adsorption properties of plutonium in natural waters, Environ. Sci. Technol, 19, pp.127-131.

太田一也（1971）：島原半島における温泉の地質学的研究，九州大学理学部島原温泉研究所研究報告，8，pp.1-33.

太田一也（1973）：諫早炭田北部の地下水－特に純重曹泉の成因について－，松下久道教授記念論文集，pp.391-406.

Rosevear,A. (1991)：Review of natural research programmes on the microbiology of radioactive waste disposal, NSS/R263 Report UK Nirex Ltd.

笹本　広，瀬尾俊弘，油井三和，佐々木康雄（1996）：釜石鉱山における地下水の地球化学的研究（I），動燃事業団技術報告書，PNC TN 8410 96-203.

Seo,T., Ochiai.Y., Takeda.S. and Nakashima,N. (1989)：A natural analogue study on Tono sand-stone uranium deposit in Japan, Proc. Joint Int. Waste Management Conf., 2, pp.353-358.

Seo,T. and Moulin,V. (1995)：Study of colloids in groundwater at the Tono uranium deposit, Japan, In: 5th International Conference on the Chemistry and Migration Behavior of Actinides and Fission Products in the Geosphere, Abst. Migration'95, Saint-Malo, France, 10-15 Oct. 1995, p.45.

瀬尾俊弘，清水和彦（1992）：我が国における地下水の水質に関するデータの収集，解析，動燃事業団技術報告書，PNC TN7410 92-017.

Shikazono,N. and Utada,M. (1997)：Stable isotope geochemistry and diagenetic mineralization associated with the Tono sandstone-type uranium deposit in Japan, Mineralium Deposita, 32, pp.596-606.

Silver,R. and Woodford,N. (1979) Dissolution kinetics and weathering of mafic minerals,

Geochim. Cosmochim. Acta, 43, p.717.

嶋田　純（1989）：地下水の3次元的流動把握指標としての水の安定同位体比の有効性，筑波大学水理実験センター報告，pp.63-70.

Stumm,W. and Morgan,J.J. (1996)：Aquatic chemistry, John Wiley and Sons, Inc. ISBN 0-471-51184-6.

Thourman,E.M. (1985)：Organic geochemistry of natural waters, Nijihoff and Junk Publishers, Dordrecht.

Ticknor,K.V., Vilks,P. and Vandergraaf,T.T. (1996)：The effect of fulvic acid on the sorption of actinides and fission products on granite and selected minerals, Applied Geochemistry, 11, pp.555-565.

Tullborg,E-L. (1986)：Fissure fillings from Klieras study site, SKB Technical Report 86-10, SKB Stockholm.

早稲田周，中井信之（1983）：中部日本・東北日本における天然水の同位体組成，地球化学，17，pp.83-91.

West,J.M. (1996)：A review of progress in the geomicrobiology of radioactive waste disposal, Harwood academic publishers, 20, RWMREG 20 (2-3) pp.173-212.

Wikberg,P. (1987)：The chemistry of deep groundwaters in crystalline rocks, Ph.D.Thesis, Development of Inorganic Chemistry, The Royal Institute of Technology, Stockholm, Sweden.

Witherspoon,P.A. (1996)：Geological problems in radioactive waste isolation - Second Worldwide Review, Lawrence Berkeley National Laboratory University of California, LBNL - 38915, UC-814.

Wolery,T.J. (1983)：EQ3NR a computer program for geochemical aqueous speciation-solubility calculations, user's guide and documentation, Lawrence Livermore Laboratory, UCRL-MA-110662PT-I, p.66.

Yoshida,H., Yui,M. and Shibutani,T. (1994)：Flow-path structure in relation to nuclide migration in sedimentary rocks: An approach with field investigations and experiments for uranium migration at Tono uranium deposit, central Japan, J. Nucl. Sci. Technol., 31, pp.803-812.

油井三和，武田精悦，小室光世，牧野仁史，渋谷朝紀，梅木博之，石黒勝彦，高瀬博康，根山敦史（1992）：高レベル廃棄物地層処分システムの性能評価における地下水の地球化学的特性に関するモデル化，動燃事業団技術報告書，PNC TN 8410 92-166.

Yusa,Y., Ishimaru,K., Ota,K. and Umeda,K. (1993)：Geological and geochemical indicators of paleohydrogeology in Tono uranium deposits, Japan, In: Paleohydrogeological Methods and their Allocations. Proc. NEA Workshop, Paris, 9-10 Nov. 1992, pp.117-146, OECD, Paris.

3.5 岩盤の熱的および力学的な特性

岩盤の熱的および力学的な特性は，処分場のレイアウトや人工バリアの仕様を決める重要な要素である。岩盤の温度や熱物性は，人工バリアの化学的な反応に影響を及ぼす。また，岩盤の初期応力や力学物性は，処分場の設計・施工の最適化，建設・操業時における空洞の安定性およびオーバーパックと緩衝材の力学的な安定性にとっても重要である。さらに，岩盤の特性は，坑道の掘削によって変化することがある。したがって，ニアフィールドの岩盤特性として，坑道掘削による周辺岩盤への影響に関する情報も重要である。

地下深部の岩盤が有する一般的な熱的および力学的な特性を理解するため，文献調査および釜石鉱山と東濃鉱山における調査・試験により，データを収集し，岩種ごとの物性の頻度分布や相関関係を検討した。また，坑道掘削による影響については，東濃鉱山の新第三紀堆積岩と釜石鉱山の花崗岩を対象に坑道の掘削を伴う試験研究を実施し，掘削影響の範囲と物性およびその発生メカニズムを把握するとともに，既存の調査・解析手法の適用性を確認した。

3.5.1 地下深部における岩盤の熱的特性

1) 岩盤の熱物性

地下深部の岩盤の熱物性については，文献を主体とした調査を行ってきた。第1次取りまとめを作成した際に実施した文献調査（佐藤ほか，1992a）では，熱伝導率についてはいくつかの岩種についてデータを取りまとめたものの，比熱と線膨張率についてはほとんどデータが示されなかった。第2次取りまとめでは，これらの3つの物性を対象に収集し，3.1.2 に示したように，地層処分の観点から，結晶質岩（酸性岩と塩基性岩），新第三紀堆積岩（砂岩と泥岩・凝灰岩）および先新第三紀堆積岩（砂岩と泥岩・凝灰岩）に分類し，岩種ごとの特徴を検討することにより一般的な性質を示した。東濃地域における試験研究と釜石原位置試験において取得された熱的特性については，それぞれ，新第三紀堆積岩（泥岩・凝灰岩）と結晶質岩（酸性岩）のデータとして比較した。東濃地域の岩石は，新第三紀堆積岩の砂岩と泥岩・凝灰岩の両方を含むが，後述する力学物性も含めて，両者の差はほとんど認められないことから，データ数の多い新第三紀堆積岩（泥岩・凝灰岩）の文献値と比較して示した。

これらの熱物性や後述する力学特性は供試体の含水状態や測定条件に依存する。上記のデータは，明らかに風化が激しいものや岩盤等級が著しく悪いものを主体とするような場所から採取されてものは除いているものの，含水状態や測定条件を付記しているものが少なかったため，条件の違いが特性に与える影響を検討することはできなかった。したがって，以下に示すデータは，岩種ごとの取りうる範囲の中に，供試体の状態や試験条件の違いによる差も含まれたものになっている。表3.5-1 に調査によって得られた熱的および力学的な特性の岩種ごとの平均値や標準偏差などの統計量

表3.5-1　岩盤の諸特性統計量一覧表

佐藤ほか1992以降の文献を対象にデータを収集し49件の文献から1707データを追加し計5378データについて岩種毎の物性の統計量を求めた。

岩種		熱			空隙・水			弾性波速度					密度			強度					
		熱伝導率	比熱	線膨張係数	吸水率	含水率	有効間隙率	超音波速度		動ポアソン比	動弾性係数	地山の弾性波速度	飽和密度	自然密度	乾燥密度	一軸圧縮強度	ポアソン比	弾性係数	圧裂引張強度	三軸圧縮試験	
								P波	S波											せん断強度	内部摩擦角
		$W m^{-1}K^{-1}$	$kJ kg^{-1}K^{-1}$	$\times10^{-6}$ K^{-1}	%	%	%	$km s^{-1}$	$km s^{-1}$		GPa	$km s^{-1}$	$g cm^{-3}$	$g cm^{-3}$	$g cm^{-3}$	MPa		GPa	MPa	MPa	deg
結晶質岩(酸性岩)	個数	117	54	51	402	105	348	781	193	243	226	55	210	597	267	487	165	469	249	211	114
	最大値	5.38	1.06	7.64	27.9	38.7	58.2	9.30	4.03	0.50	88.7	6.00	3.12	3.60	3.11	405.7	0.56	136.2	94.1	52.2	62.0
	最小値	0.18	0.73	0.10	0.1	0.0	0.0	1.04	0.05	0.02	<0.1	0.33	1.76	1.05	1.48	0.4	0.04	<0.1	0.1	0.0	4.6
	平均値	2.78	0.94	1.24	1.2	2.6	4.2	4.99	2.33	0.27	37.5	3.40	2.65	2.62	2.62	115.2	0.25	34.4	8.1	14.4	37.8
	中央値	2.74	1.00	1.17	0.5	0.4	1.1	5.01	2.37	0.27	36.0	4.10	2.68	2.65	2.67	107.8	0.23	27.5	7.0	12.7	40.0
	標準偏差	0.67	0.11	0.94	2.4	6.4	7.7	1.15	0.56	0.10	21.6	1.96	0.21	0.23	0.24	70.8	0.10	27.5	9.5	9.8	11.6
結晶質岩(塩基性岩)	個数	167	30	30	420	24	234	648	176	169	296	128	112	505	217	517	56	436	225	190	59
	最大値	4.48	1.06	1.46	12.3	11.5	25.2	8.08	4.13	0.42	123.4	4.00	3.07	3.37	3.06	437.5	0.50	160.7	23.1	53.6	55.3
	最小値	0.68	0.75	-4.53	0.1	0.1	0.1	1.50	0.67	0.10	<0.1	0.14	2.15	1.56	1.84	3.9	0.07	<0.1	0.5	1.0	5.5
	平均値	2.36	0.96	0.50	1.8	3.6	6.6	4.82	2.40	0.26	25.4	1.20	2.69	2.65	2.62	135.2	0.26	26.5	10.1	22.8	36.3
	中央値	2.40	1.03	0.90	1.1	1.7	5.1	4.90	2.39	0.26	19.5	0.98	2.70	2.65	2.65	127.4	0.24	20.6	9.8	20.8	39.0
	標準偏差	0.78	0.13	1.17	1.9	3.8	5.4	1.19	0.61	0.06	25.7	0.76	0.22	0.23	0.23	72.1	0.10	28.0	4.7	9.9	10.0
新第三紀堆積岩(砂岩)	個数	77	3	3	16	22	110	220	31	1	8	5	87	277	108	78	23	70	15	30	31
	最大値	4.74	1.07	0.10	24.4	53.6	55.1	6.85	2.99	0.25	68.6	3.40	2.64	2.98	2.78	205.8	0.45	82.2	31.4	30.0	62.1
	最小値	0.47	0.90	0.47	0.2	1.1	0.1	0.70	0.25	0.25	<0.1	0.41	1.74	1.28	1.09	0.2	0.11	<0.1	0.1	0.1	22.0
	平均値	1.54	1.00	0.68	7.3	21.2	17.9	2.83	1.49	0.25	30.7	2.22	2.27	2.20	2.01	31.2	0.32	11.0	7.9	5.2	35.8
	中央値	1.28	1.04	0.56	4.1	18.8	16.1	2.70	1.25	0.25	23.6	2.40	2.29	2.25	1.98	17.2	0.33	3.2	6.7	3.5	32.0
	標準偏差	0.78	0.09	0.30	7.8	14.4	13.7	1.20	0.99		30.3	1.10	0.25	0.36	0.39	36.8	0.12	19.6	7.6	6.3	10.8
新第三紀堆積岩(泥質/凝灰岩)	個数	84	0	0	91	106	203	413	57	5	21	3	155	537	183	380	61	364	93	132	149
	最大値	3.63	—	—	125.0	60.0	55.4	33.30	3.51	0.31	20.3	5.30	2.62	2.99	2.66	377.6	0.50	58.8	54.8	98.0	60.0
	最小値	0.35	—	—	0.7	0.6	0.2	0.70	0.30	0.21	1.9	2.30	1.40	1.05	0.68	<0.1	0.07	<0.1	0.1	0.1	7.0
	平均値	1.66	—	—	14.9	21.7	20.0	2.66	1.38	0.28	15.0	3.37	2.23	2.02	1.99	25.8	0.27	6.7	3.7	5.1	25.8
	中央値	1.41	—	—	10.3	19.9	20.0	2.32	1.30	0.30	17.5	2.50	2.29	1.98	2.01	9.1	0.28	4.1	1.8	1.1	26.0
	標準偏差	0.89	—	—	19.5	11.6	12.8	1.85	0.59	0.04	5.4	1.68	0.28	0.35	0.41	38.0	0.11	9.4	6.4	11.7	10.8
先新第三紀堆積岩(砂岩)	個数	0	0	0	215	9	124	420	102	47	82	35	48	333	95	355	25	493	72	92	124
	最大値	—	—	—	3.4	4.7	40.0	7.00	4.22	0.45	87.5	5.40	2.79	2.98	2.80	414.5	0.32	150.9	22.1	78.0	61.6
	最小値	—	—	—	0.1	0.0	0.0	1.08	1.39	0.17	0.1	0.50	1.23	1.60	2.45	0.3	0.10	<0.1	0.5	<0.1	14.0
	平均値	—	—	—	0.7	1.3	6.5	4.57	3.05	0.28	35.1	2.15	2.58	2.52	2.61	134.3	0.20	18.6	8.7	16.9	38.4
	中央値	—	—	—	0.5	1.1	3.1	4.61	3.21	0.26	43.0	1.90	2.63	2.58	2.56	127.4	0.20	13.7	7.6	15.8	39.0
	標準偏差	—	—	—	0.6	1.4	9.0	1.24	0.75	0.07	26.0	1.38	0.28	0.26	0.08	83.6	0.07	19.7	5.4	15.5	8.3
先新第三紀堆積岩(泥質/凝灰岩)	個数	3	0	0	58	3	53	202	26	19	68	16	18	214	35	178	16	321	40	85	78
	最大値	3.65	—	—	2.6	0.9	46.0	21.30	3.96	0.39	97.7	5.50	3.05	3.05	3.04	344.0	0.39	105.8	24.7	98.0	45.0
	最小値	2.19	—	—	0.1	0.6	0.4	1.07	1.46	0.20	1.8	0.90	1.90	1.41	2.08	1.5	0.06	0.2	0.1	0.4	7.0
	平均値	2.69	—	—	0.6	0.8	7.7	4.67	2.69	0.30	42.9	2.82	2.69	2.48	2.72	104.9	0.26	17.8	7.6	15.9	25.5
	中央値	2.23	—	—	0.4	0.8	1.8	5.00	2.53	0.29	45.6	2.26	2.73	2.66	2.74	89.7	0.30	8.2	5.4	1.8	25.5
	標準偏差	0.83	—	—	0.5	0.2	11.4	2.01	0.60	0.05	24.3	1.60	0.25	0.38	0.19	76.4	0.09	20.0	6.6	20.8	10.9

を示す。

(1) 熱伝導率

結晶質岩は2～3 $Wm^{-1}K^{-1}$にピークを有し，新第三紀堆積岩では1 $Wm^{-1}K^{-1}$付近のデータが多いという傾向が認められた（図 3.5-1）。先新第三紀堆積岩ではデータがほとんど収集されていない。釜石のデータは，結晶質岩（酸性岩）の文献データのピーク値と一致する。また，東濃のデータは，1 $Wm^{-1}K^{-1}$付近に多く，新第三紀堆積岩（泥岩・凝灰岩）の文献データのピーク値とほぼ一致する。

(2) 比熱

結晶質岩は，0.7～1.1 $kJkg^{-1}K^{-1}$の範囲にある。それ以外の岩種ではデータがほとんど収集されていない（図 3.5-2）。

(3) 熱膨張率

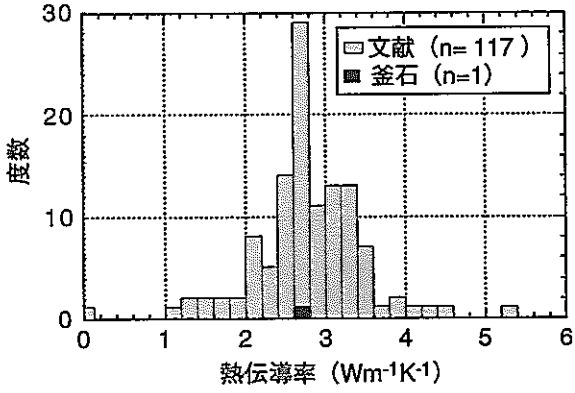
結晶質岩は0～1.5×10^{-5} K^{-1}の範囲に集中する。それ以外の岩種ではほとんど収集されていない（図 3.5-3）。一部，マイナスの膨張率を示すデータもあるが，これは加熱に伴う粘土鉱物などの層間水の脱水による収縮が原因のひとつと推察される。

(4) 熱物性の深度依存性

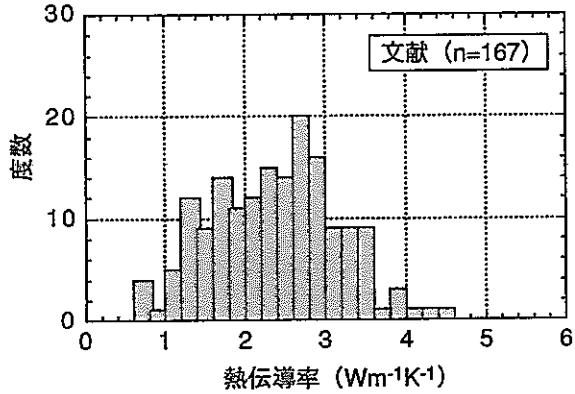
岩盤の物性には深度依存性が認められることがある。とくに堆積岩については，その固結度が地質学的時間の経過に伴って増すという，いわゆる続成作用によって，密度が大きくなり有効間隙率が小さくなることが知られている。試料の採取深度が付記されているデータが比較的多い熱伝導率について深度との関係を図 3.5-4 に示す。いずれの岩種もデータの範囲が広く，深度依存性を見い出すことは困難である。これらのデータの他に，地熱関係のデータについては，地質調査所において地熱調査の坑井データが地熱情報データベースに収録されており，100 m より深い 321 本の坑井のデータが坑井ごとに図表に編集されている（地質調査所，1991）。密度，有効間隙率，熱伝導率などの深度分布が図示されており，これによると，凝灰岩，砂岩，泥岩などの堆積岩については，物性値の深度依存性が認められるものが多い。

2) 地温勾配

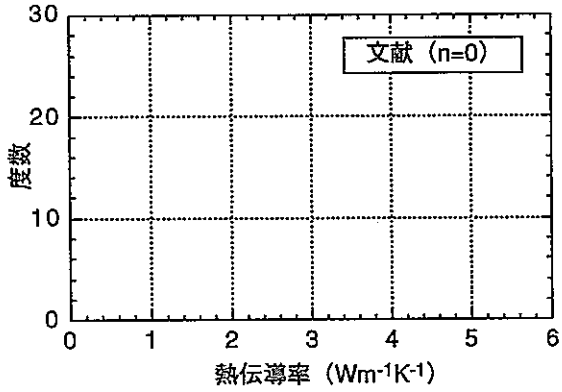
地温勾配については，日本全国をほぼ平均的に網羅できる坑井データ 1979 件が収集され検討されている（矢野ほか，1999，印刷中）。地温勾配は坑井温度のプロファイルの傾きから算出するのが一般的であるが，直線性の高いプロファイルを有するデータが少ないため，坑口温度と坑底温度から算出した。坑口温度は地域ごとの基準温度とし，坑底温度は測定値を用いた。地温勾配のヒストグラムによると 2 ℃/100 m 以下が全体の 7 %，2～5 ℃/100 m が 40 %，5～10 ℃/100 m が 30 %，10℃/100 m 以上が 23 %であり，ピーク値 は2～3 ℃/100 m である（図 3.5-5）。これは，火山および地熱地帯を除いたわが国の平均的な地温勾配が 3℃/100 m 程度という従来の知見（大



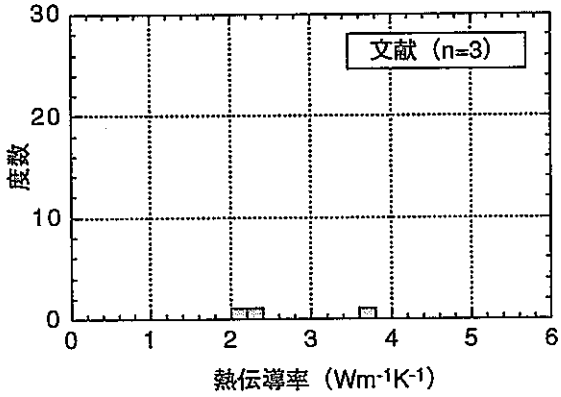
（文献：結晶質岩／酸性岩と
釜石：栗橋花崗閃緑岩）



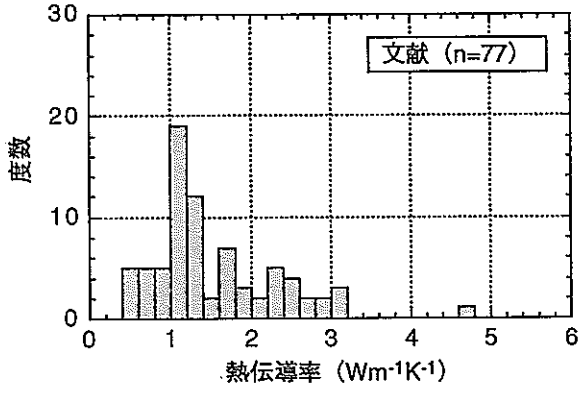
（文献：結晶質岩／塩基性岩）



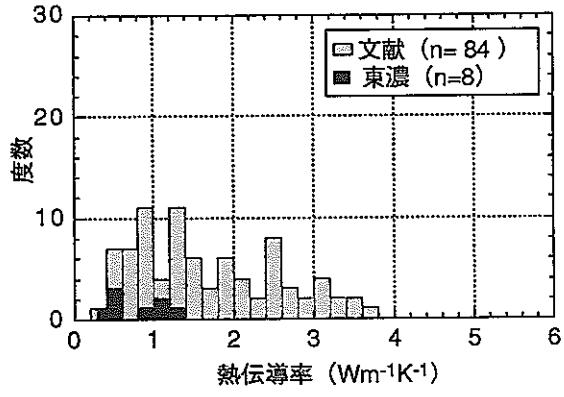
（文献：先新第三紀堆積岩／砂岩）



（文献：先新第三紀堆積岩／泥岩・凝灰岩）



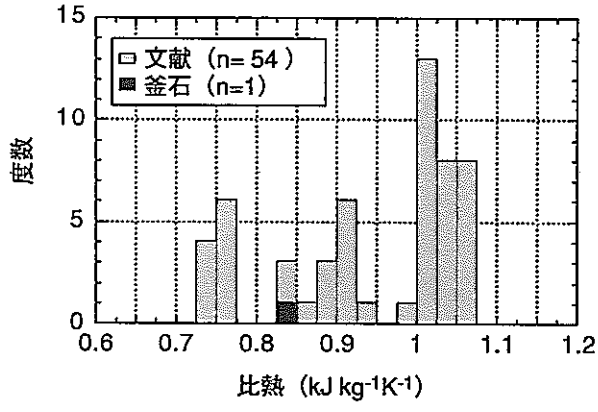
（文献：新第三紀堆積岩／砂岩）



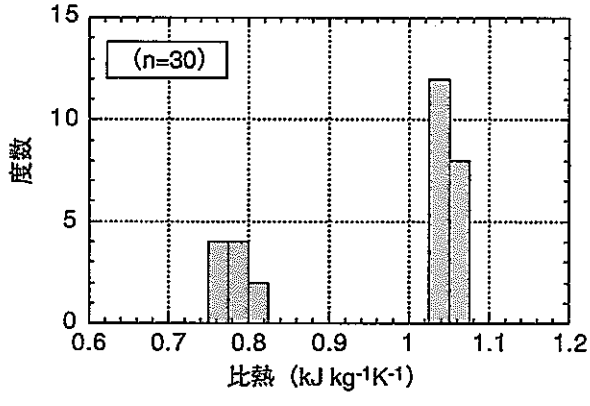
（文献：新第三紀堆積岩／泥岩・凝灰岩と
東濃：瑞浪層群堆積岩）

図 3.5-1 熱伝導率の頻度分布図

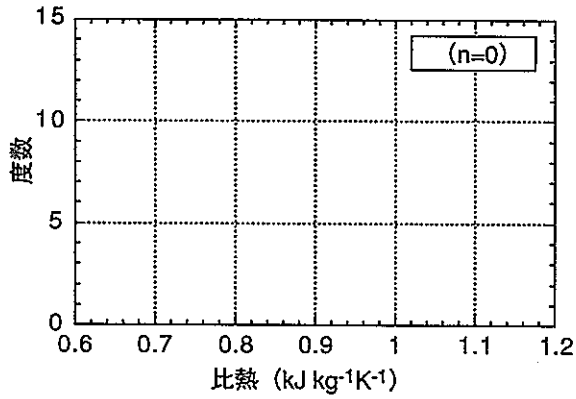
結晶質岩は2～3$Wm^{-1}K^{-1}$にピークを有し，新第三紀堆積岩では1$Wm^{-1}K^{-1}$付近のデータが多いという傾向が認められた。先新第三紀堆積岩ではデータがほとんど収集されていない。釜石のデータは，結晶質岩（酸性岩）の文献データのピーク値と一致する。また，東濃のデータは，1$Wm^{-1}K^{-1}$付近に多く，新第三紀堆積岩（泥岩・凝灰岩）の文献データのピーク値とほぼ一致する。



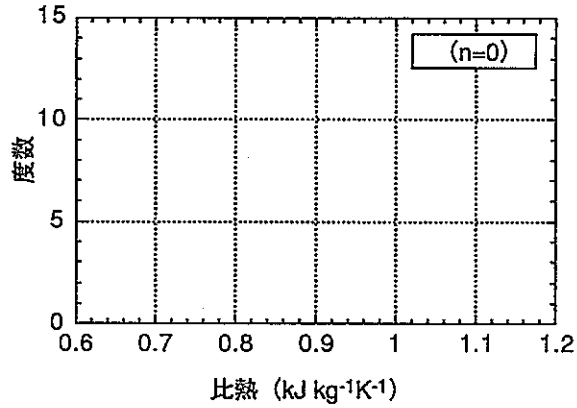
（結晶質岩／酸性岩と
釜石：栗橋花崗閃緑岩）



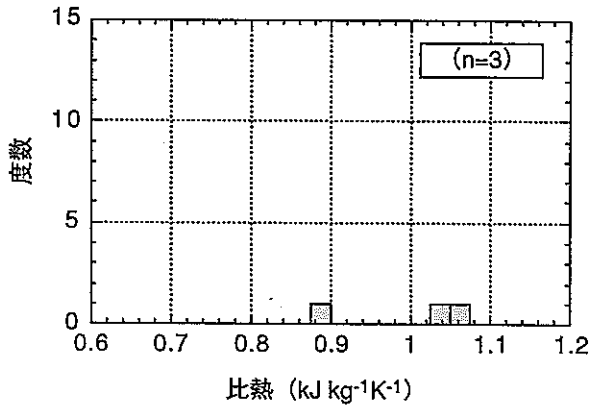
（RM2：結晶質岩／塩基性岩）



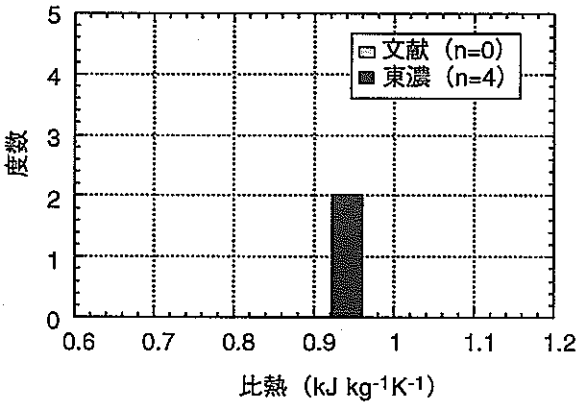
（先第三紀堆積岩／砂岩）



（先第三紀堆積岩／泥岩・凝灰岩）



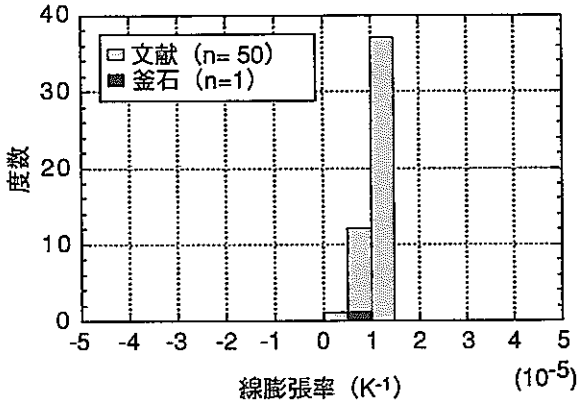
（RM3：新第三紀堆積岩／砂岩）



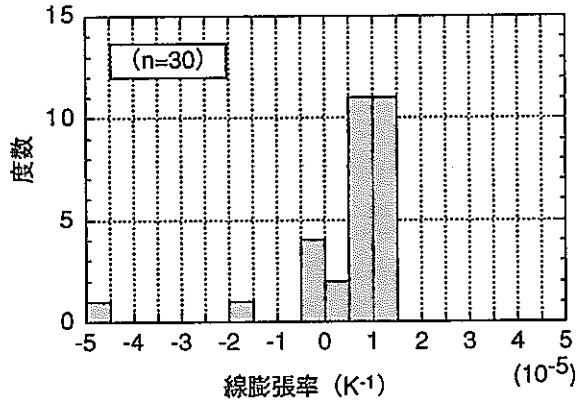
（新第三紀堆積岩／泥岩・凝灰岩と
東濃：瑞浪層群堆積岩）

図 3.5-2 比熱の頻度分布図

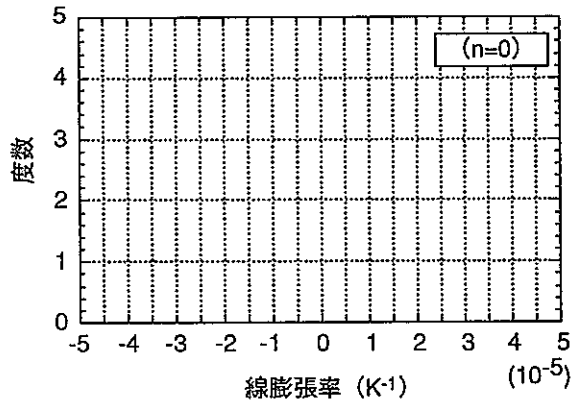
結晶質岩は，0.7～1.1 kJ $kg^{-1}K^{-1}$の範囲にある。それ以外の岩種ではデータがほとんど収集されていない。



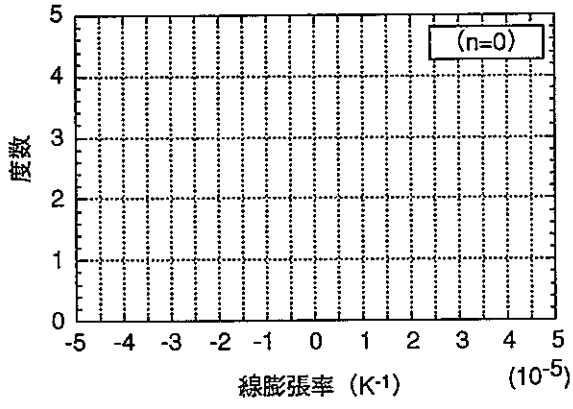
（結晶質岩／酸性岩と
釜石：栗橋花崗閃緑岩）



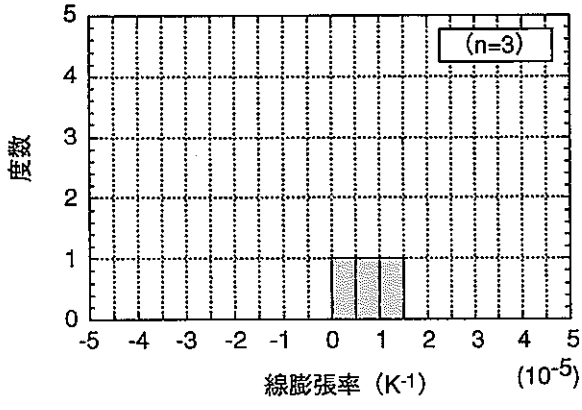
（結晶質岩／塩基性岩）



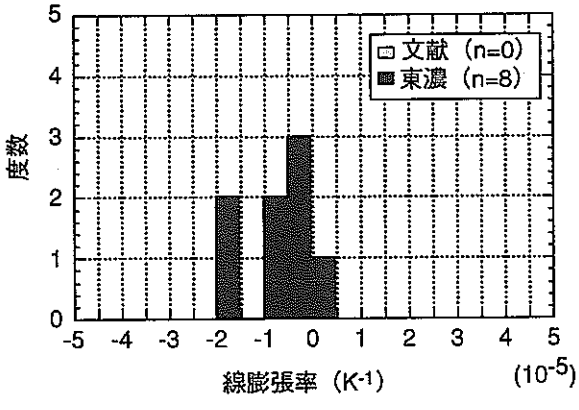
（先新第三紀堆積岩／泥岩・凝灰岩）



（先新第三紀堆積岩／砂岩）



（新第三紀堆積岩／砂岩）



（新第三紀堆積岩／泥岩・凝灰岩と
東濃：瑞浪層群堆積岩）

図 3.5-3 線膨張率の頻度分布図

結晶質岩は0～1.5×10^{-5} K^{-1}の範囲に集中する。それ以外の岩種ではほとんど収集されていない。一部，マイナスの膨張率を示すデータもあるが，これは加熱に伴う粘土鉱物などの層間水の脱水による収縮が原因のひとつと推察される。

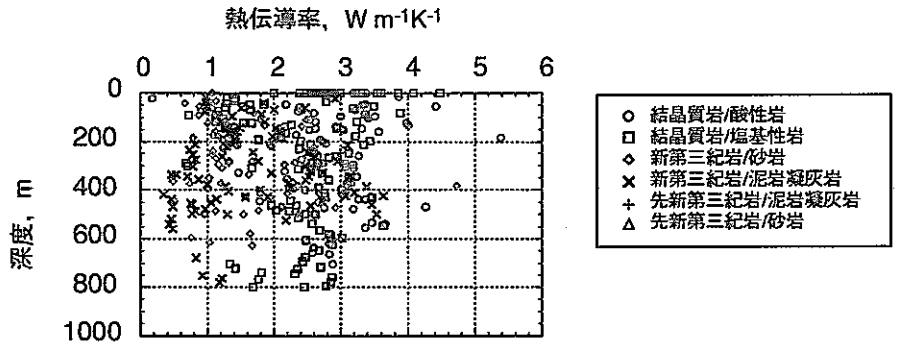


図 3.5-4 熱伝導率の深度依存性

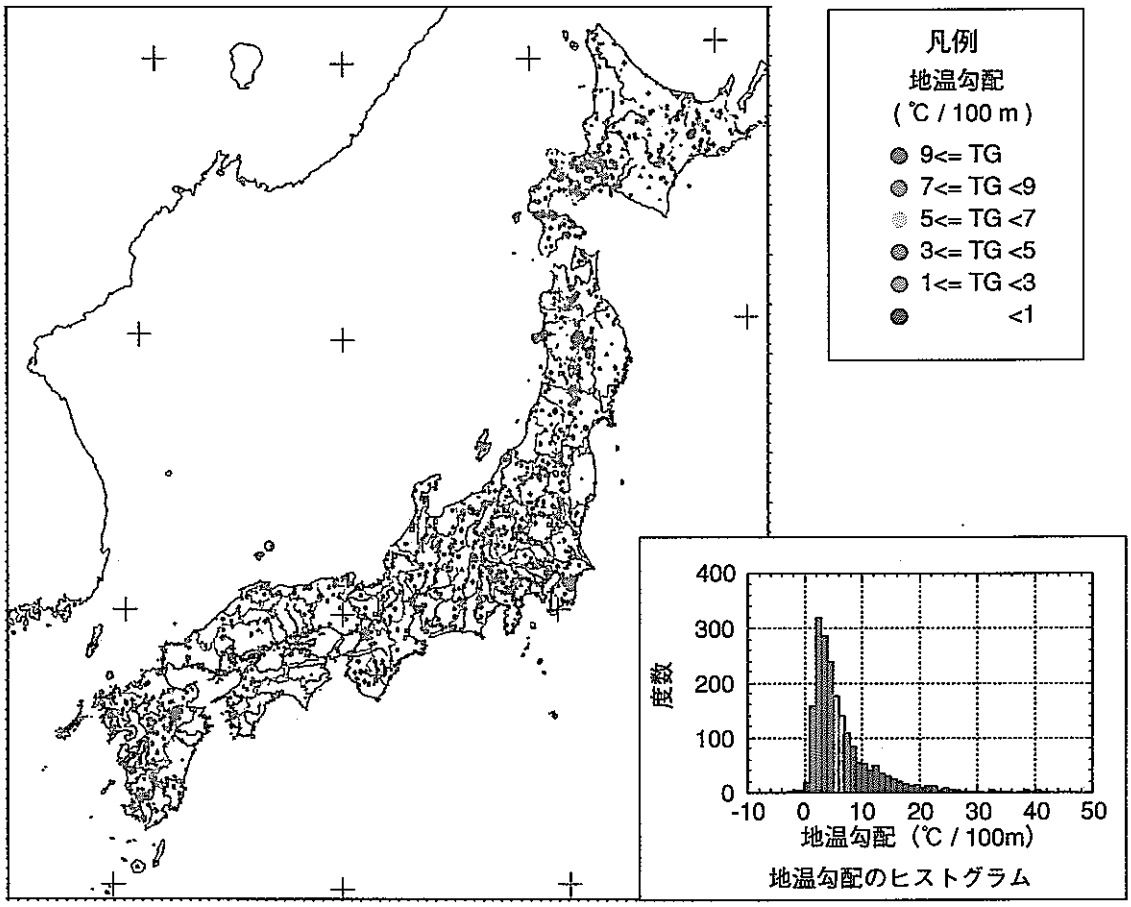


図 3.5-5 日本の地温勾配図

地温勾配については，坑井データ1979件が収集されている。地温勾配は2～5℃/100mが全体の40%を占め，3℃/100mにピークを示す。これは，日本列島の平均的な地温勾配が3℃/100m程度という従来の知見と整合的である。地温勾配の地域分布の特徴は，高地温勾配地域（>10℃/100m）と第四紀火山の分布はほぼ一致する。また，火山フロント付近に高地温勾配地域が多く存在するのに対して，背弧側の第四紀の大型火山の周辺には高地温勾配地域が存在しない。中地温勾配地域（>5℃/100m）は東北日本に広く分布するが，西南日本ではその範囲が限られる。この地域は新第三系の分布とほぼ一致する。

久保ほか，1993；矢野ほか，1994）と整合的である。

地温勾配の地域分布の特徴として，高地温勾配地域（＞10 ℃/100 m ）と第四紀火山の分布（2.4 参照）がほぼ一致している。また，火山フロント付近に高地温勾配地域が多く存在するのに対して，背弧側の第四紀の大型火山の周辺には高地温勾配地域が存在しない。中地温勾配地域（＞5 ℃/100 m ）は東北日本に広く分布するが，西南日本ではその範囲が限られる。すなわち，中地温勾配地域は新第三系の分布とほぼ一致する（図 3.5-5）。なお，非火山地域のうち，紀伊半島南部や道後温泉，常磐炭田，有馬温泉，長島温泉の各地域における地温勾配は，5 ℃/100 m を越えており，周辺に比べて高い。

3.5.2 地下深部における岩盤の力学特性

一軸圧縮強度や静弾性係数などの力学的特性については，第1次取りまとめまでの文献調査（佐藤ほか，1992a）において，岩種を 8 つに分類し（花崗岩類，斑レイ岩類，流紋岩類，玄武岩類，新第三紀堆積岩，先新第三紀堆積岩，石灰岩および片岩），岩種ごとの物性値の範囲を検討した。第2次取りまとめでは，これらのデータおよびその後の文献調査，釜石鉱山と東濃地域における試験研究において取得されたデータについて検討した。岩種は，熱物性と同様に，地層処分の観点から結晶質岩（酸性岩と塩基性岩），新第三紀堆積岩（砂岩と泥岩・凝灰岩）および先新第三紀堆積岩（砂岩と泥岩・凝灰岩）に分類し（3.1.2 参照），各統計量を算出した（表 3.5-1）。釜石鉱山と東濃地域のデータはそれぞれ結晶質岩（酸性岩）と新第三紀堆積岩（泥岩・凝灰岩）のヒストグラムとを合わせて示した。東濃では砂岩と泥岩の両方が含まれるが，両者の差はほとんど認められないので，データ数の多い新第三紀堆積岩（泥岩・凝灰岩）の文献値と比較して示した。

1) 物性値の統計学的な検討

文献調査で収集したデータについて，物性値が岩種ごとにどの程度の範囲を有するのか，あるいは平均値や中央値の岩種ごとの相違を検討するために，物性値のヒストグラム，箱ひげ図および確率密度分布図を示した。

(1) 物性値の統計学的検討

①有効間隙率

有効間隙率は，力学物性のみならず熱物性を決める要素のひとつであるため，重要なデータのひとつである。調査の結果，結晶質岩と先新第三紀堆積岩ではほとんどのデータが 10 %以下であり，ピーク値は 2 %以下であること，また，新第三紀堆積岩では 60 %まで幅広く分布する傾向が認められる。釜石の岩石の有効間隙率は全て 2 %以下であり，結晶質岩（酸性岩）の文献データのピークと一致している。東濃のデータは 30～60 %の範囲にあり，新第三紀堆積岩（泥岩・凝灰岩）の文献データの分布の

中では大きい範囲にある（図 3.5-6～8）。

②一軸圧縮強度

岩石はその一軸圧縮強度によって，10～20 MPa 以下の軟岩とそれ以上の硬岩に分類される。岩種ごとにみると，結晶質岩と先新第三紀堆積岩は硬岩に分類され，新第三紀堆積岩は軟岩が多いものの硬岩に分類されるものまで連続的に幅広く分布し，硬岩と軟岩（あるいは中硬岩）の境界が明瞭ではないことが示される。釜石鉱山のデータは結晶質岩（酸性岩）の文献データのピークより若干大きめの位置にピークがあり，平均値は約 150 MPa である。東濃地域のデータ（新第三紀堆積岩）のほとんどは固結度が低いことにより，10 MPa 以下である。平均値は 7 MPa であり軟岩に分類される。（図 3.5-9～11）。

③弾性係数

いずれの岩種においても最小値にピークがあり，弾性係数が大きくなるにつれて徐々に度数が小さくなる。結晶質岩と先新第三紀堆積岩では 100 GPa まで，新第三紀堆積岩は 20 GPa までのデータがほとんどを占める。釜石鉱山のデータは 50～70 GPa がほとんどで，結晶質岩（酸性岩）の文献データの中では比較的大きな値を示す。東濃地域のデータは 1～4 GPa がほとんどである（図 3.5-12～14）。

④ポアソン比

ほとんどの岩種で 0.2～0.3 にピークがあり，結晶質岩と先新第三紀堆積岩では小さめ，新第三紀堆積岩では大きめの値をとる傾向がある。釜石鉱山と東濃地域のデータは，結晶質岩（酸性岩）と新第三紀堆積岩（泥岩・凝灰岩）の文献データのそれぞれの分布と同様の傾向を示す（図 3.5-15～17）。

⑤圧裂引張強度

結晶質岩では 10 MPa 付近に，新第三紀堆積岩（泥岩・凝灰岩）では最小値である 2 MPa 以下にピークがあるが，その他の岩種では，明瞭なピークが認められず，0～20 MPa の範囲にある。釜石鉱山と東濃地域のデータは結晶質岩（酸性岩）と新第三紀堆積岩（泥岩・凝灰岩）のそれぞれの分布とほぼ同様である（図 3.5-18～20）。

⑥せん断強度

三軸圧縮試験のピーク強度に対して求められるせん断強度について，結晶質岩では 40MPa まで，新第三紀堆積岩では 10 MPa までのデータがほとんどを占める。先新第三紀堆積岩は 2 MPa 以下にピークを持つが，50 MPa まで幅広く分布する。釜石鉱山のデータは 20～40 MPa が多く，結晶質岩の文献データの中では比較的大きな値を示す。東濃地域のデータ（新第三紀堆積岩）は 1～4 MPa の範囲にある（図 3.5-21～23）。

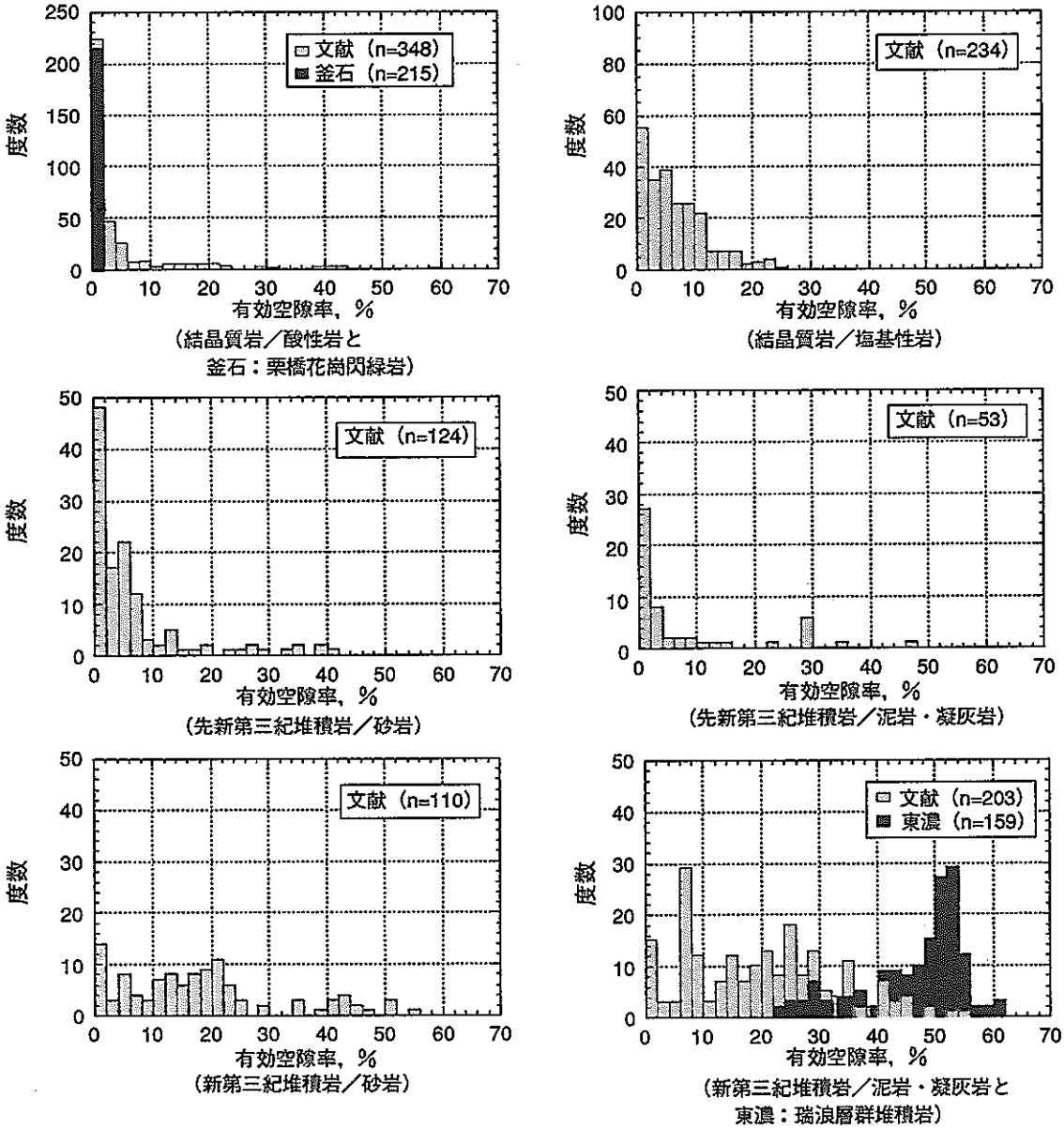


図 3.5-6 有効空隙率の頻度分布図

結晶質岩と先第三紀堆積岩ではほとんどのデータが10%以下であり，ピーク値は2 %以下である。新第三紀堆積岩では60%まで幅広く分布する。釜石の岩石の有効空隙率は全て2 %以下であり結晶質岩（酸性岩）のピークと一致している。東濃のデータは30～60 %の範囲にあり新第三紀堆積岩（泥岩・凝灰岩）の分布の中では大きい範囲にある。

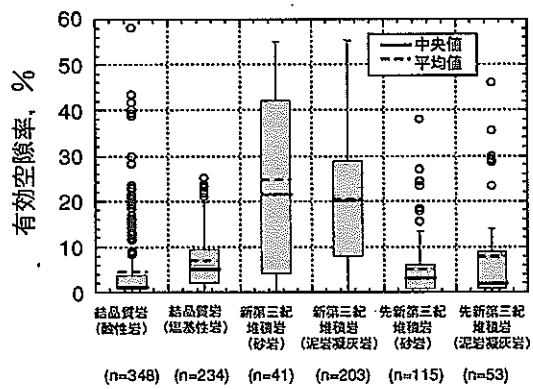


図 3.5-7 有効空隙率の箱ひげ図

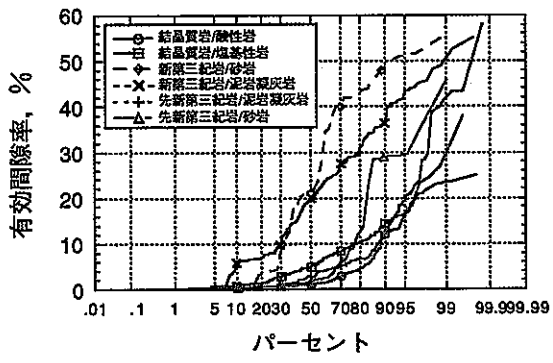


図 3.5-8 有効空隙率の確率密度分布

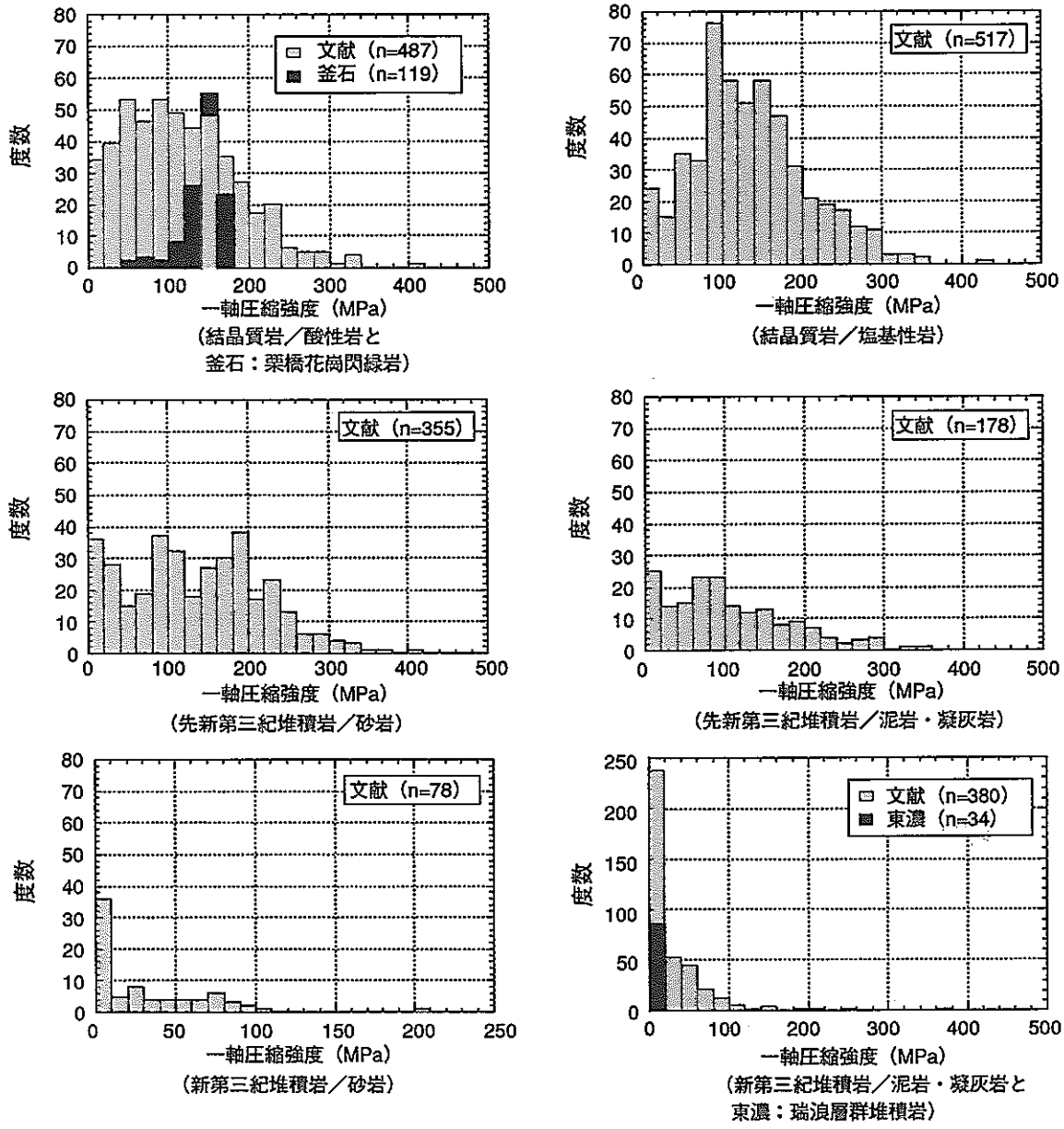


図 3.5-9 一軸圧縮強度の頻度分布図

岩石は一軸圧縮強度が10～20 MPa以下の軟岩とそれ以上の硬岩に分類される。結晶質岩と先第三紀堆積岩は硬岩に分類され，新第三紀堆積岩は軟岩が多いものの硬岩まで連続的に分布する。釜石のデータは結晶質岩（酸性岩）のピークより若干大きめの位置にあり，平均値は約150 MPaである。東濃のデータのほとんどは10 MPa以下で，平均値は7 MPaであり，軟岩に分類される。

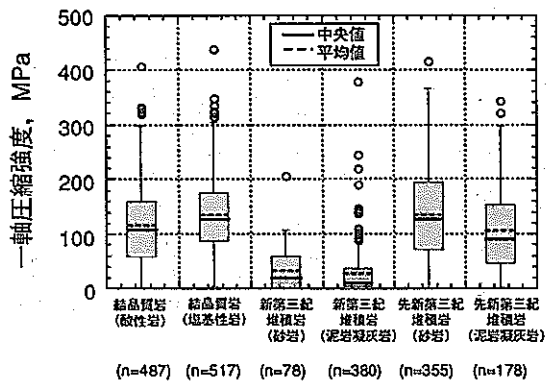


図 3.5-10 一軸圧縮強度の箱ひげ図

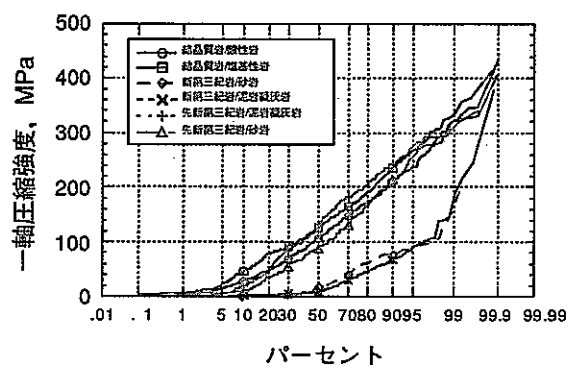


図 3.5-11 一軸圧縮強度の確率密度分布

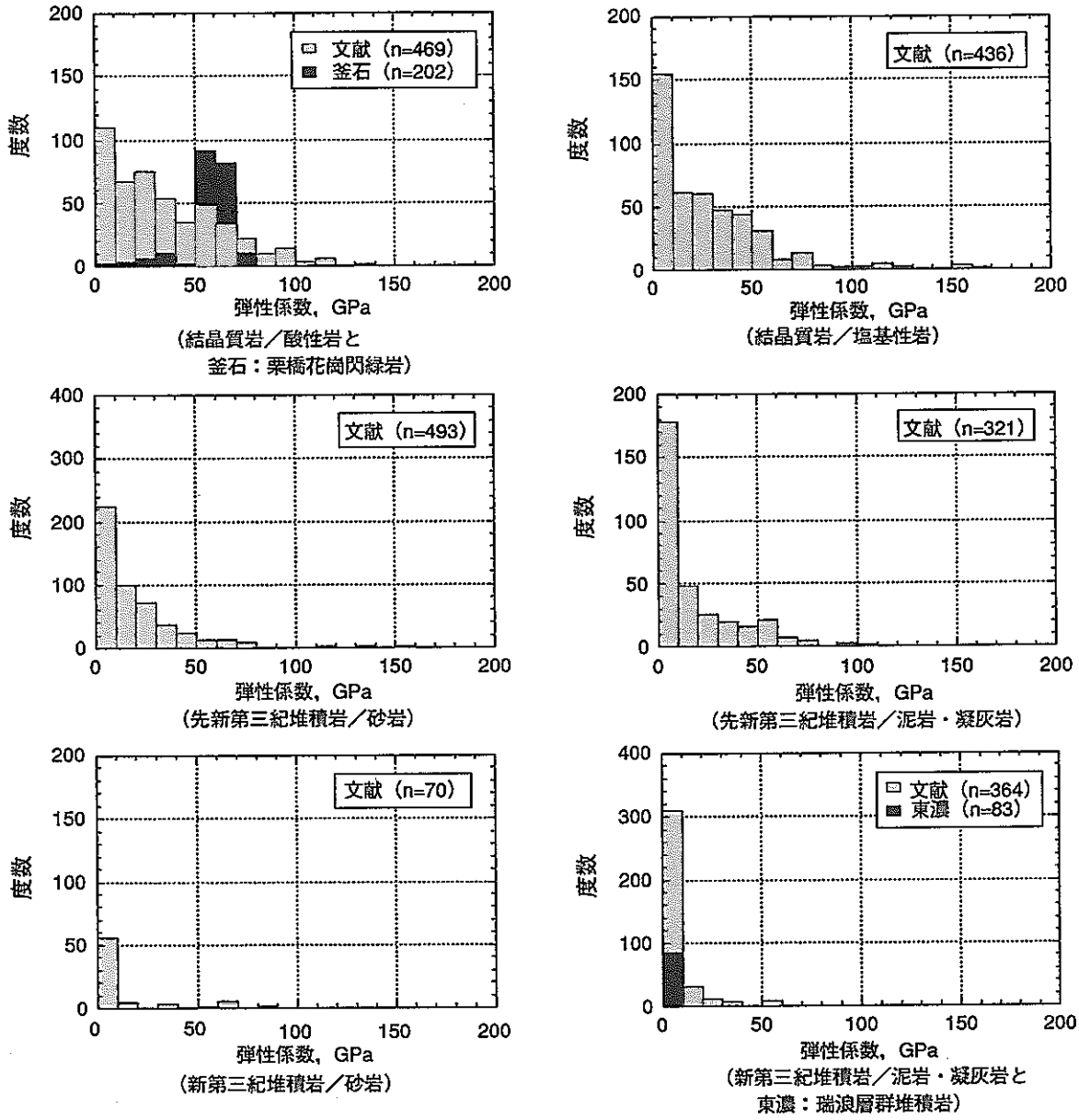


図 3.5-12 弾性係数の頻度分布図

いずれの岩種においても最小値にピークがあり，弾性係数が大きくなるにつれて徐々に度数が小さくなる。結晶質岩と先第三紀堆積岩では100 GPaまで，新第三紀堆積岩は20 GPa までのデータがほとんどを占める。釜石のデータは50～70 GPaがほとんどで，結晶質岩（酸性岩）の中では比較的大きな値を示す。東濃のデータは1～4 GPaがほとんどである。

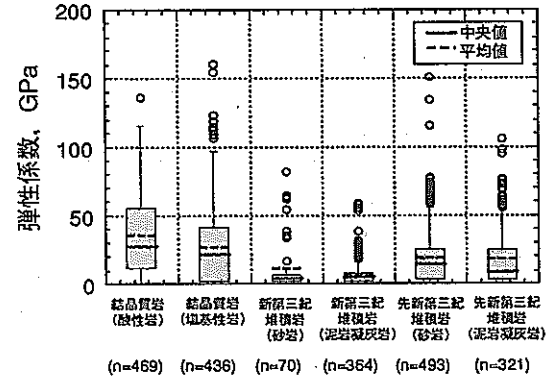


図 3.5-13 弾性係数の箱ひげ図

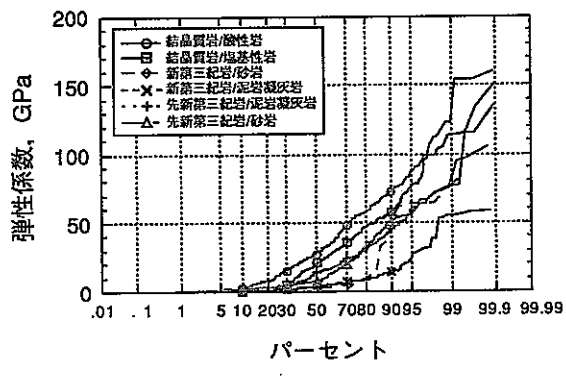


図 3.5-14 弾性係数の確率密度分布

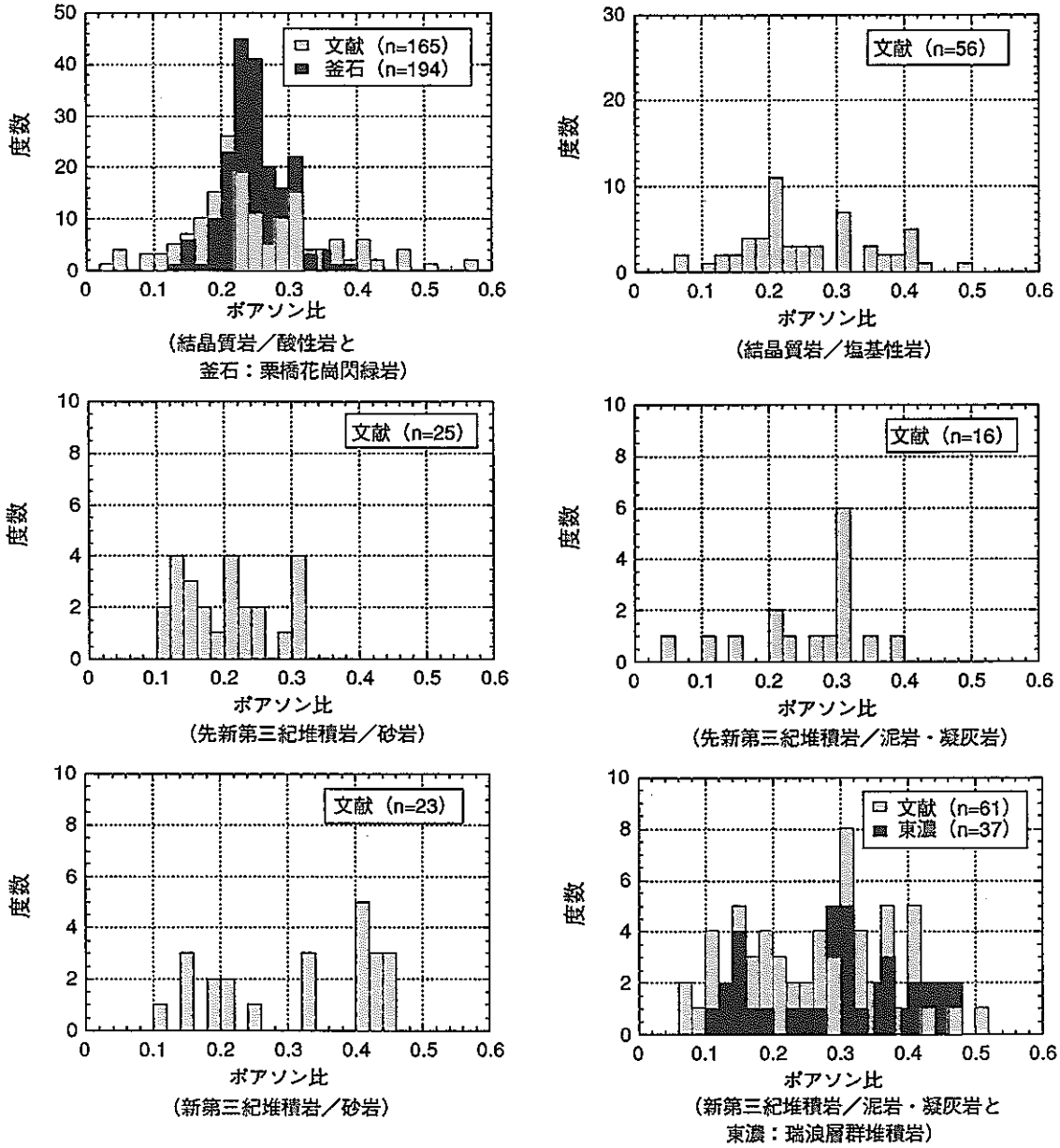


図 3.5-15 ポアソン比の頻度分布図

ほとんどの岩種で0.2～0.3 にピークがあり，結晶質岩と先第三紀堆積岩では小さめ，新第三紀堆積岩では大きめの値をとる傾向がある。釜石と東濃のデータは結晶質岩（酸性岩）と新第三紀堆積岩（泥岩・凝灰岩）のそれぞれの分布と同様の傾向を示す。

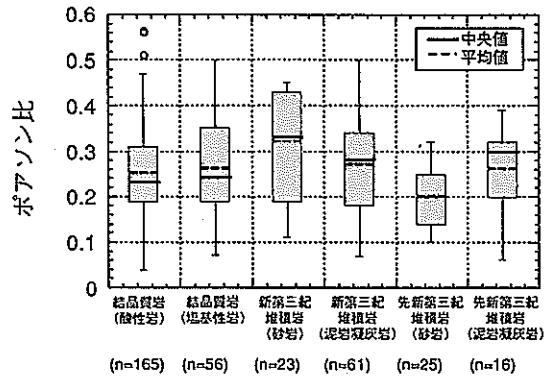


図 3.5-16 ポアソン比の箱ひげ図

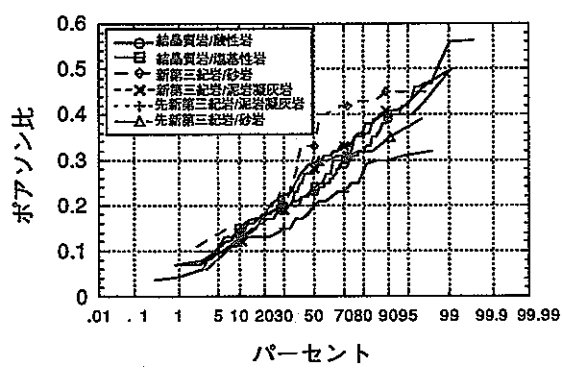


図 3.5-17 ポアソン比の確率密度分布

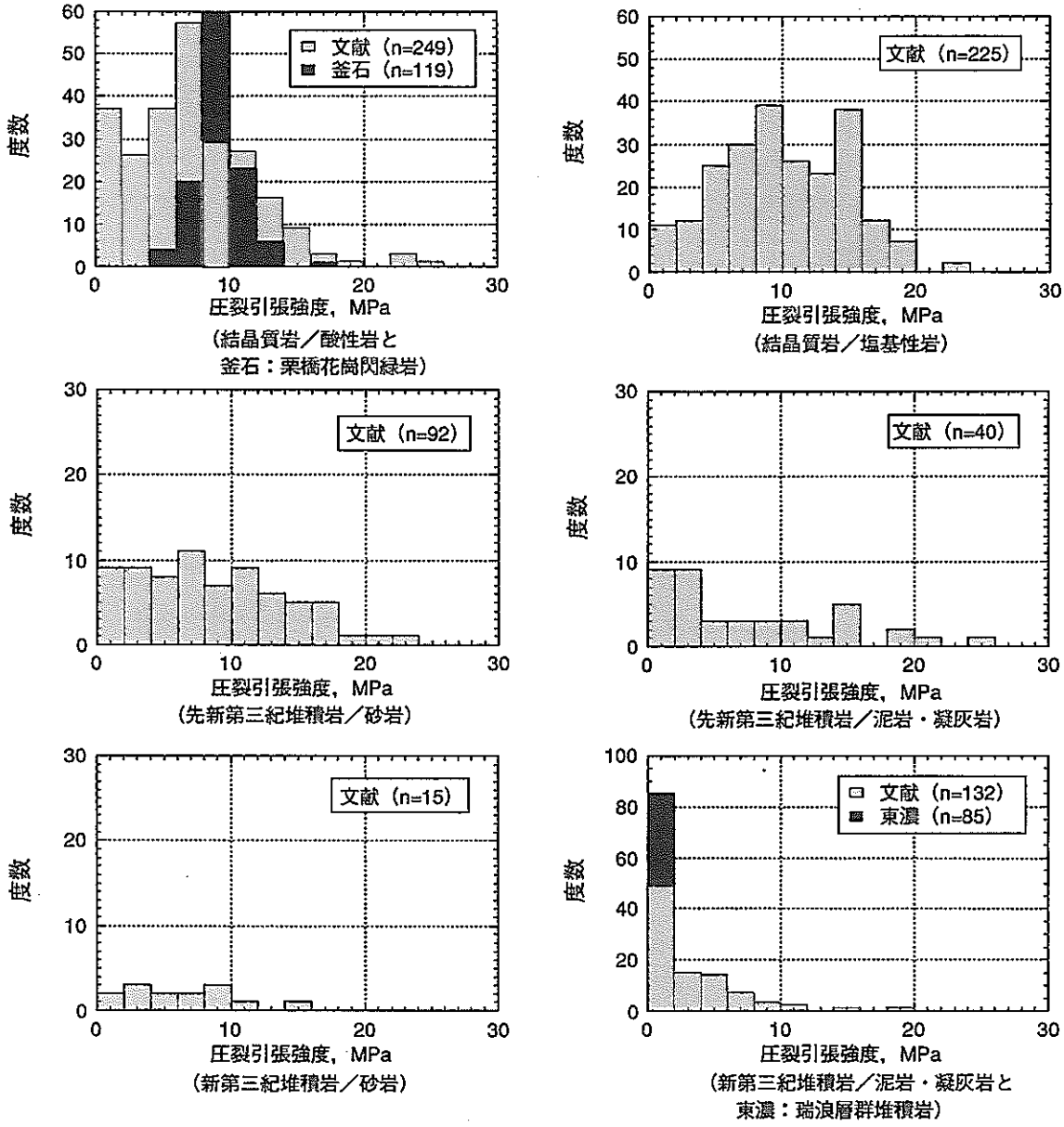


図 3.5-18 圧裂引張強度の頻度分布図

結晶質岩では10 MPa付近に，新第三紀堆積岩（泥岩・凝灰岩）では最小値である2 MPa以下にピークがあるが，その他の岩種では，明瞭なピークが認められず，0～20 MPaまでの範囲にある。釜石と東濃のデータは結晶質岩（酸性岩）と新第三紀堆積岩（泥岩・凝灰岩）のそれぞれの分布とほぼ同様である。

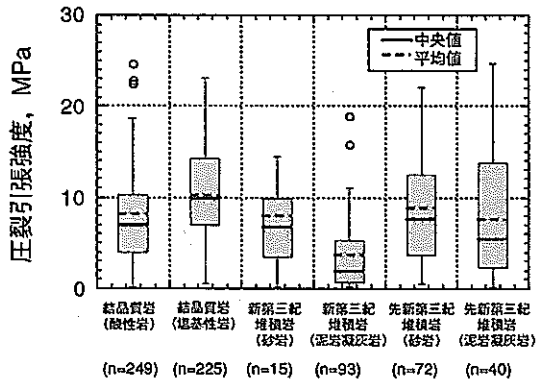


図 3.5-19 圧裂引張強度の箱ひげ図

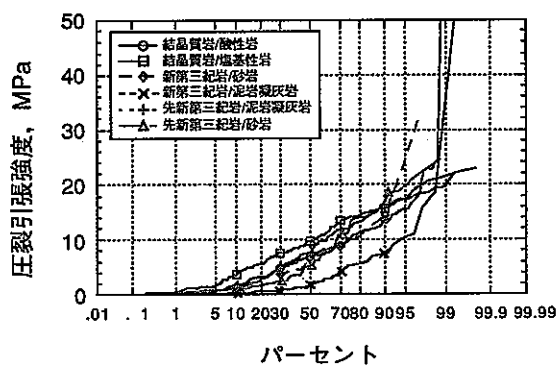


図 3.5-20 圧裂引張強度の確率密度分布

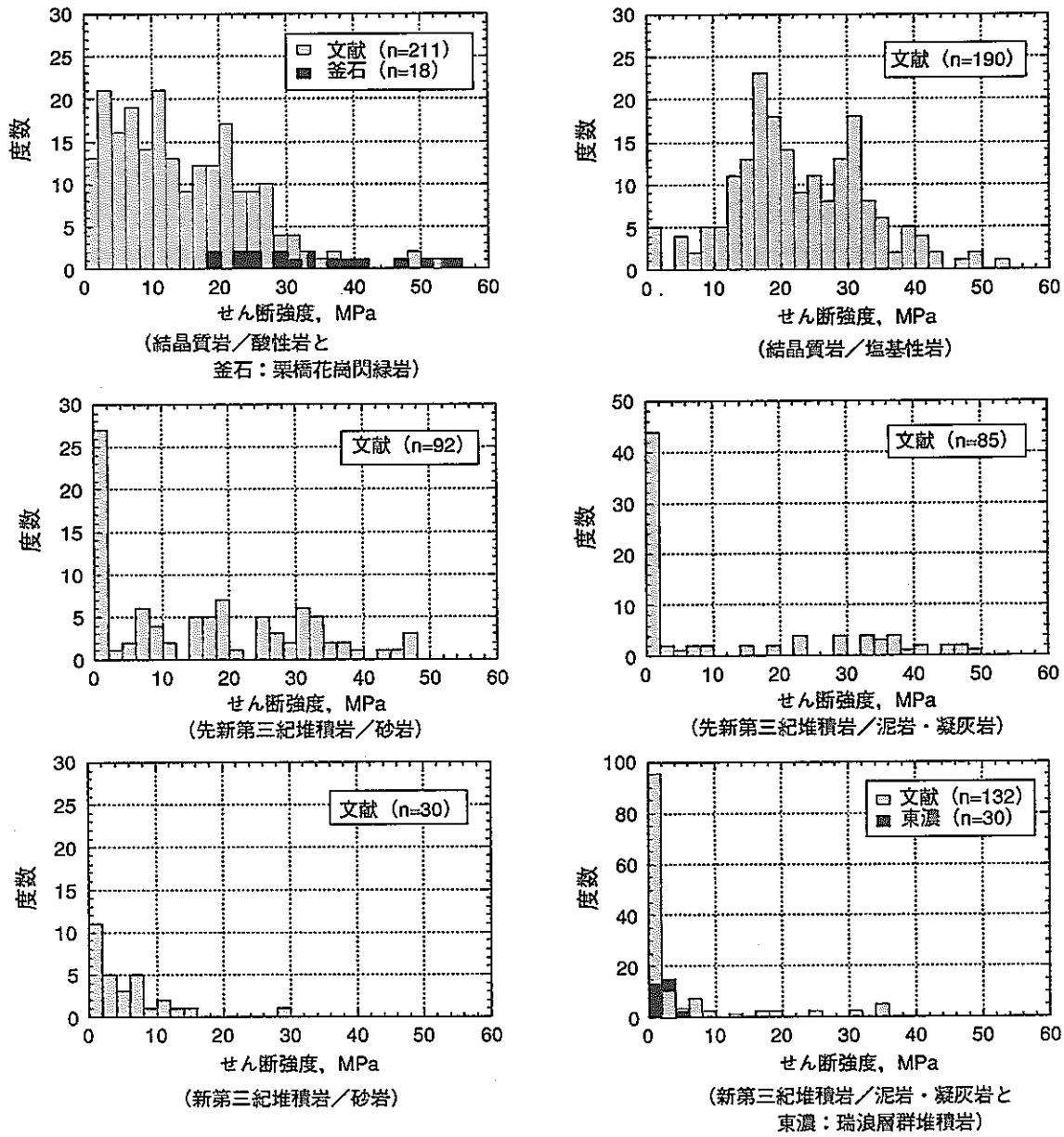


図 3.5-21 せん断強度の頻度分布図

結晶質岩では40MPaまで，新第三紀堆積岩では10 MPaまで のデータが大半を占める。先第三紀堆積岩は2 MPa以下にピークを持つが50 MPaまで幅広く分布する。釜石のデータは20～40 MPaが多く結晶質岩の中では比較的大きな値を示す。東濃のデータは1～4 MPaの範囲にある。

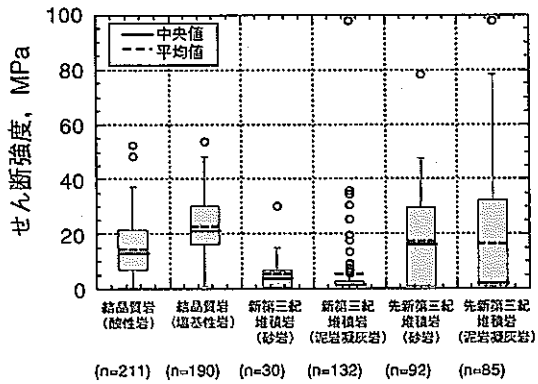


図 3.5-22 せん断強度の箱ひげ図

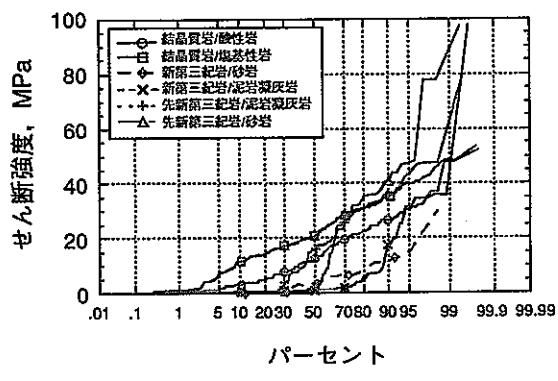


図 3.5-23 せん断強度の確率密度分布

⑦内部摩擦角

三軸圧縮試験のピーク強度に対して求められる内部摩擦角について，ほとんどの岩種で10～50°の範囲にある。結晶質岩と先新第三紀堆積岩では大きめ，新第三紀堆積岩では小さめの値を示す傾向がある。釜石鉱山のデータは50～60°のデータがほとんどであり，結晶質岩（酸性岩）の文献データの中では比較的大きい値を示す。東濃地域のデータは0～30°の範囲にあり，新第三紀堆積岩（泥岩・凝灰岩）の文献データの分布とほぼ同様である（図 3.5.2-24～26）。

上記の物性値は高温条件下において変化する可能性があることが知られている。北野ほか（1988）では，文献調査により，0℃から600℃までの岩石の力学特性，熱特性および透水特性に関して取りまとめている。これによると，花崗岩や安山岩については比較的よく調べられており，その他の岩種についてはデータが乏しいことが報告されている。人工バリア周辺の岩盤で想定されている温度は100℃未満であり，この温度条件下では室温と比較して最大でも10～20%以内の変化に収まっている。これらの結果はすべて大気圧下での試験であり，封圧が作用した場合の結果はこの文献調査では得られなかった。北野ほか（1988）以降，試験装置の性能の向上により封圧下における試験も実施されるようになった。封圧が作用した場合，大気圧下での結果と比較して温度の上昇に伴う物性の変化は小さくなることも報告されている（喜多ほか，1998）。

(2) 物性値の相関

岩石の物性は，岩石を構成する鉱物の種類・量比，微小亀裂や空隙の量や構造，あるいは，粒子間の結合力などに依存する。このため，岩石の物理的性質と力学物性の間あるいは力学物性どうしの間では相関関係が認められる場合が多い（例えば，桑原，1984；菊地ほか，1984）。一方，物性によってデータ数に多寡があり，一軸圧縮強度などはデータ数が多いものの，せん断強度や内部摩擦角などはデータ数が少ない。このようなデータ数の少ない物性についても，データ数の多い物性と相関関係がある場合は，この関係から大まかな値を推定することが可能である。文献調査で収集したデータについて，これらの相関を検討し，従来示唆されている相関がどの程度認められるかについて検討した。ここでは，最も基本的な力学物性である一軸圧縮強度とその他の物性との相関について検討した結果を示す（図 3.5-27）。

①一軸圧縮強度と弾性係数の相関については，例えば菊地ほか（1984）は，硬質岩から中硬質岩，軟質岩までの幅広い岩石について，これらの間に両対数で直線関係があることを示唆している。文献調査のデータでは，ばらつきが大きいものの，両対数のグラフ上で，3～4オーダーの広範囲にわたって直線関係が認められる。

②一軸圧縮強度とポアソン比の相関については，両者の間に相関が認められない。こ

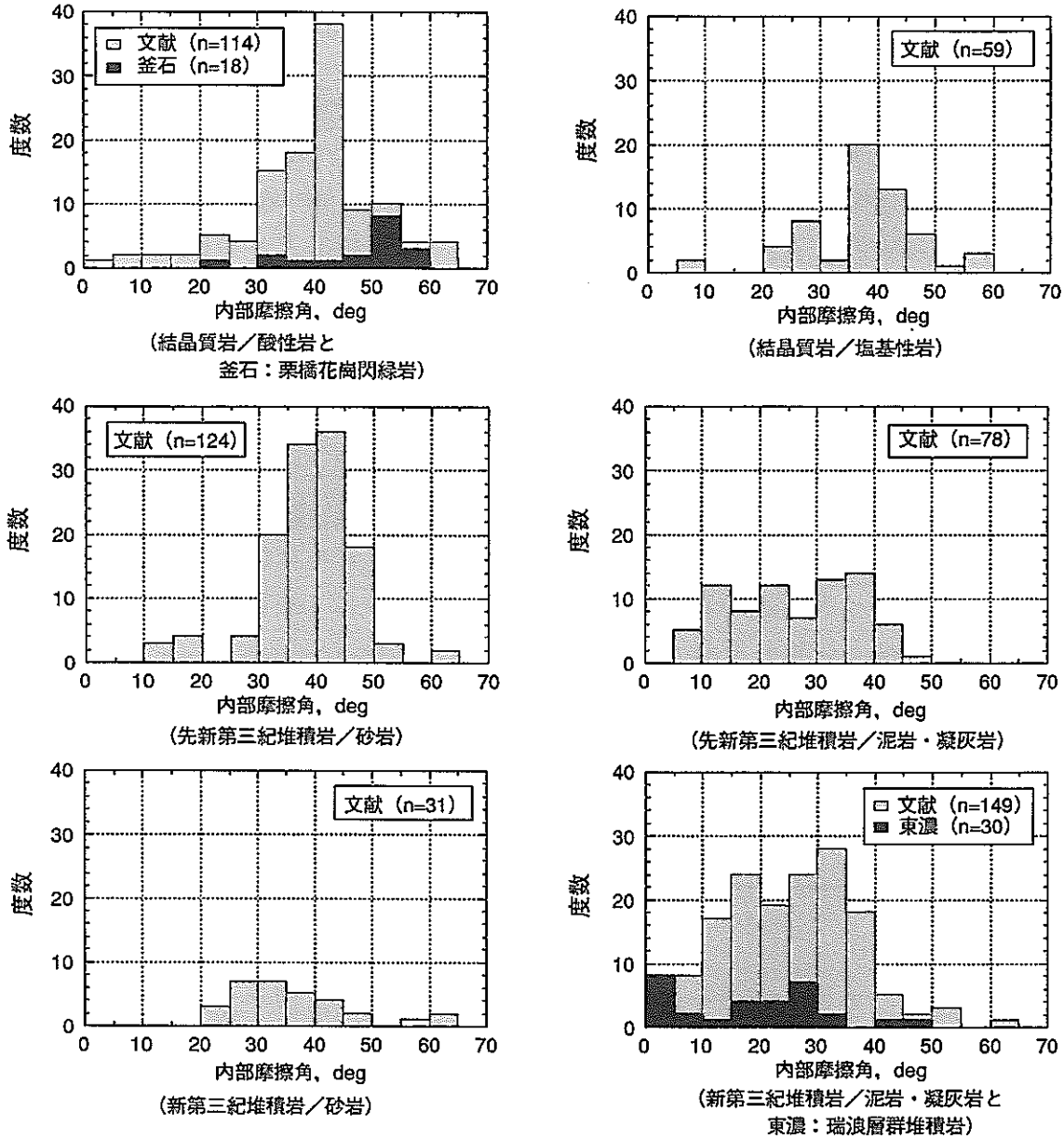


図 3.5-24 内部摩擦角の頻度分布図

ほとんどの岩種で10～50°の範囲にある。結晶質岩と先第三紀堆積岩では大きめ，新第三紀堆積岩では小さめの値を示す傾向がある。釜石のデータは50～60°のデータがほとんどであり，結晶質岩（酸性岩）の中では比較的大きい値を示す。東濃のデータは0～30°の範囲にあり，新第三紀堆積岩（泥岩・凝灰岩）の分布とほぼ同様である。

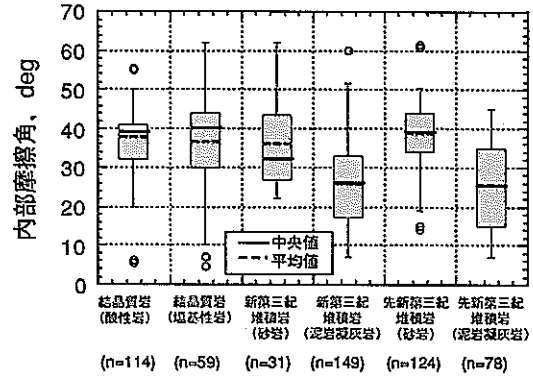


図 3.5-25 内部摩擦角の箱ひげ図

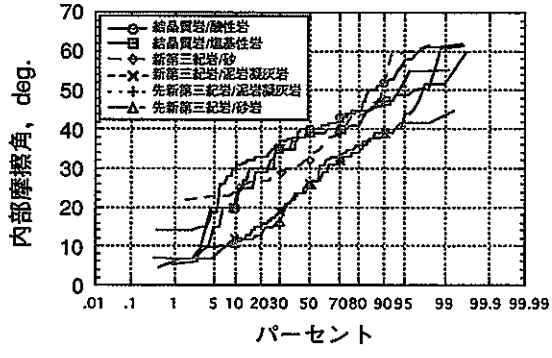
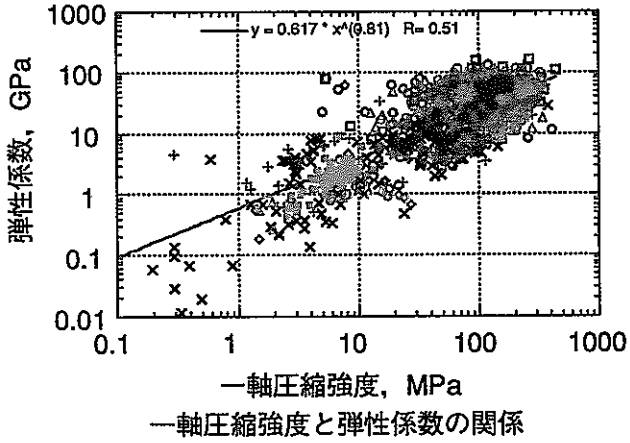
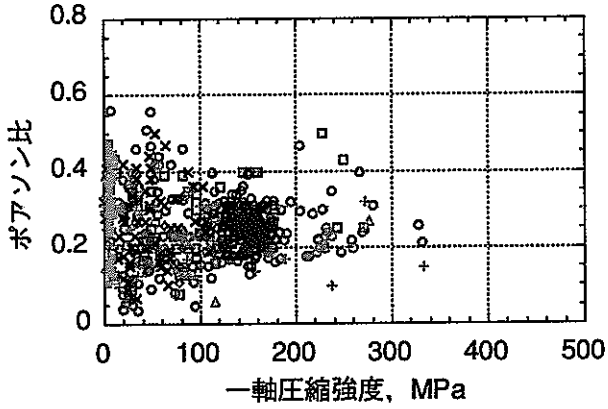


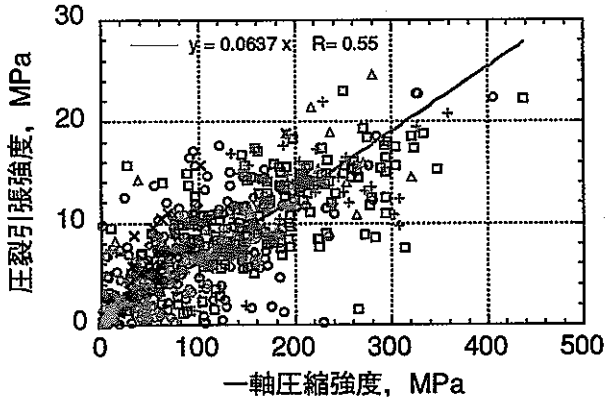
図 3.5-26 内部摩擦角の確率密度分布



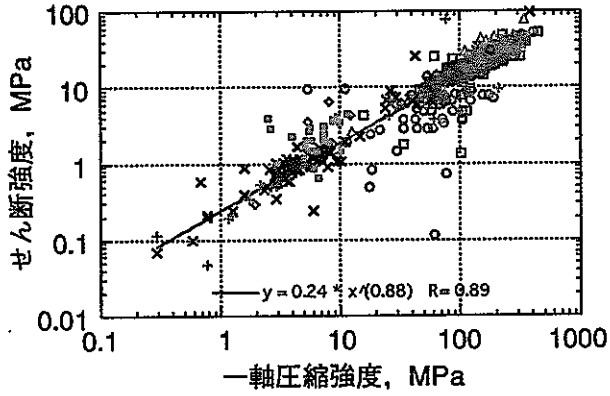
一軸圧縮強度と弾性係数の関係



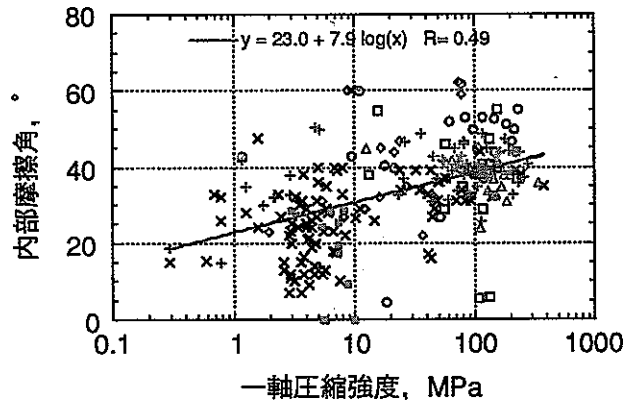
一軸圧縮強度とポアソン比の関係



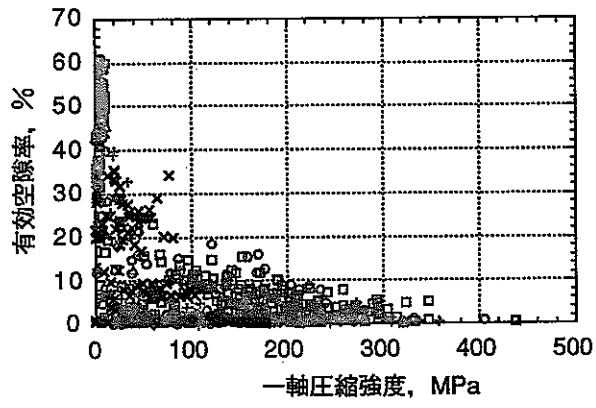
一軸圧縮強度と圧裂引張強度の関係



一軸圧縮強度とせん断強度の関係



一軸圧縮強度と内部摩擦角の関係



一軸圧縮強度と有効空隙率の関係

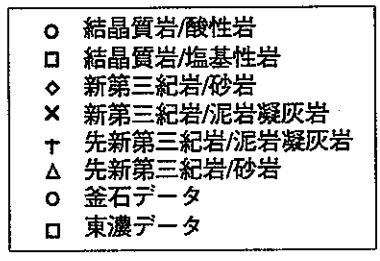


図 3.5-27 物性の相関関係（一軸圧縮強度と他の物性）

の理由としては，ポアソン比の値自体の取りうる範囲が狭いことなどが想定される。

③一軸圧縮強度と圧裂引張強度の比はぜい性度といわれ，一般的な岩石は 10～20 程度とされている。図より，強度の小さい方ではばらつきが大きいものの，ぜい性度が 10～20 の範囲には多くのデータが含まれることがわかる。

④一軸圧縮強度とせん断強度の相関については，菊地ほか（1984）は，乾燥状態の硬質岩から中硬質岩，軟質岩までの幅広い岩石について，これらの間に両対数で直線関係が認められるとしている。今回の文献調査では，ばらつきが大きいものの，3オーダーの広範囲にわたって両対数のグラフ上で直線関係が認められる。

⑤一軸圧縮強度と内部摩擦角の間には非常に弱いながら正の相関が認められる。一軸圧縮強度が大きい範囲には結晶質岩が占める割合が高く，岩石に含まれる微小亀裂が封圧の作用によって閉鎖し，これに伴い強度が大きくなるために内部摩擦角も大きくなることが理由のひとつと推察される。一方，一軸圧縮強度が小さい範囲には，封圧の作用に敏感ではない形状（球状）の空隙を含む堆積岩が占める割合が高いため，内部摩擦角が小さくなることが理由のひとつと想定される。

⑥一軸圧縮強度と有効間隙率の相関については，例えば桑原（1984）は，複数の岩種について，これらの関係が双曲線で表わされることを示唆している。文献調査のデータについても，このような関係が認められる。

(3) 物性値の深度依存性

上記のデータについて，深度と物性値の関係を図 3.5-28 に示す。いずれの岩種・物性もデータの範囲が広く，深度依存性を見い出すことは困難であるが，新第三紀堆積岩では深度の増加とともに，自然密度や一軸圧縮強度が増加する傾向が認められる。これは，房総半島における深堀り試錐孔の岩芯を用いた物性試験のデータであり，深度 300～2100 m で試料が採取されている。これらのデータからは深度の増加に伴う物性の変化が認められる（渡辺ほか，1992）。

東濃鉱山の堆積岩については，深度が 150 m までと浅く，また，岩相変化が激しいため，物性値の深度依存性は見い出せない。一方，釜石鉱山の栗橋花崗閃緑岩については，単位体積重量，有効間隙率，せん断強度および内部摩擦角に深度依存性が認められる。これは，構成鉱物の構成比の違いや内在する微小き裂などのミクロスケールでの差によるものと想定される。

2) 岩盤の初期応力

地下深部の岩盤における初期応力の値や方向に関する情報は，地下空間の形状や寸

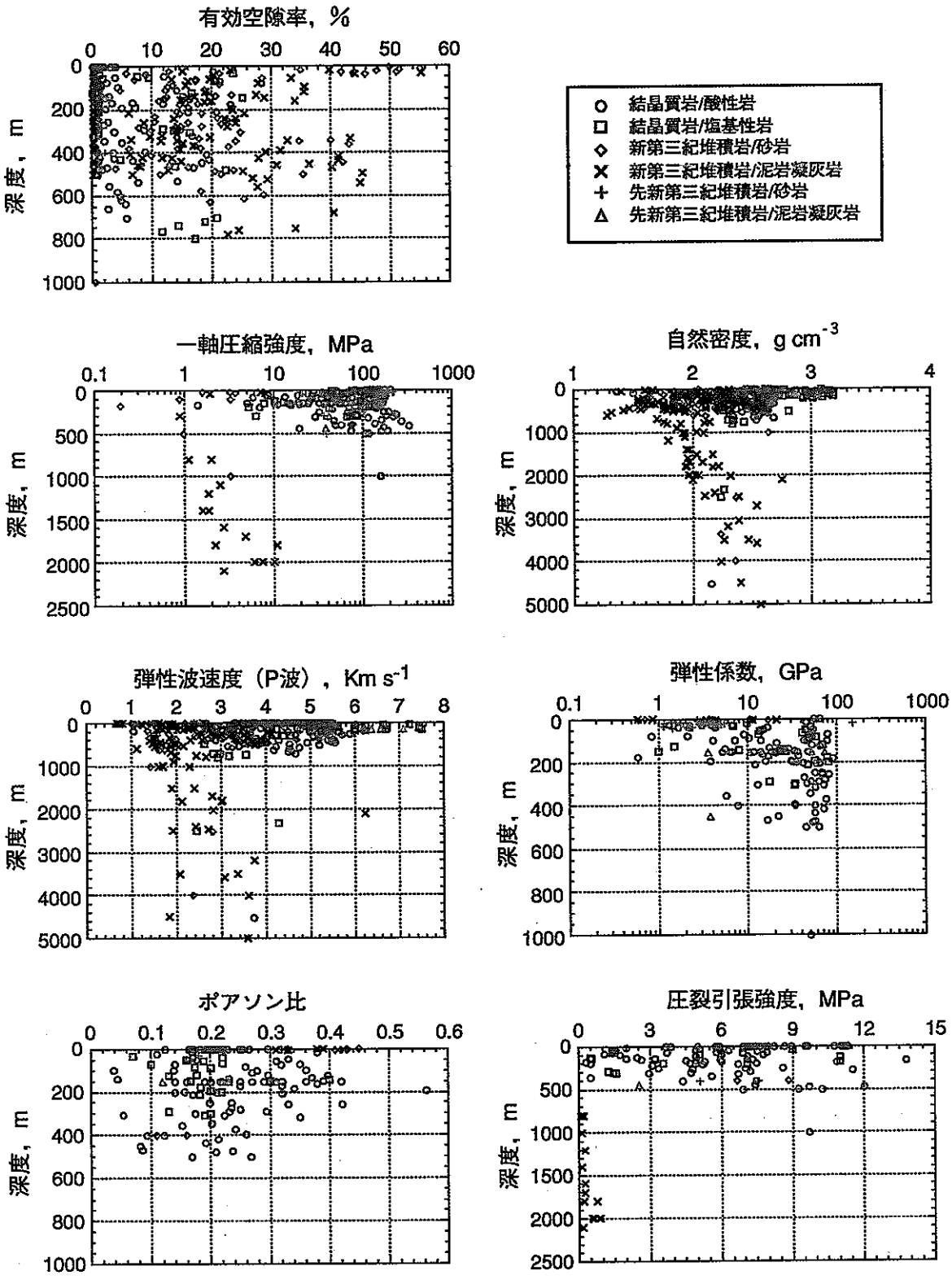


図 3.5-28 物性値と深度の関係

いずれの岩種・物性もデータの範囲が広く，深度依存性を見い出すことは困難であるが，新第三紀堆積岩では深度の増加とともに，自然密度や一軸圧縮強度が増加する傾向が認められる。これは，房総半島における深堀り試錐孔の岩芯を用いた物性試験のデータであり，深度300～2100 mで試料が採取されている。これらのデータからは続成作用に伴う物性の変化が認められる（渡辺，1992）。

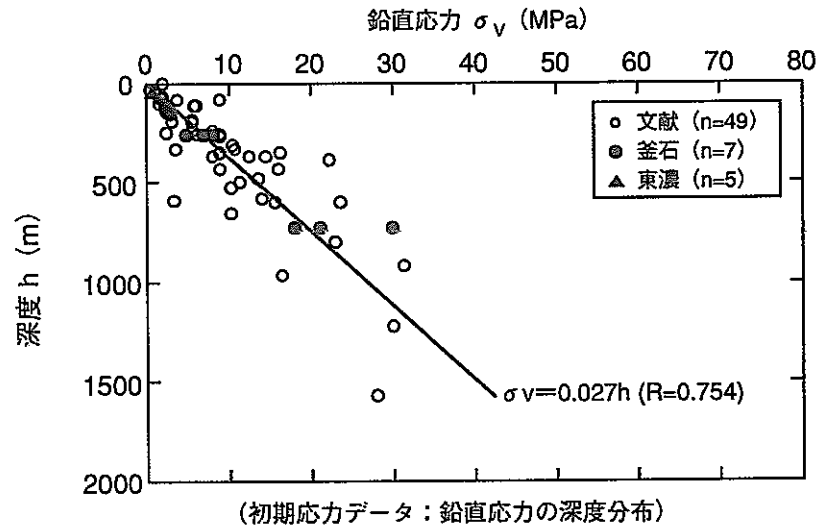
法あるいは支保形態などを決定するうえで重要である。例えば，カナダ AECL（Atomic Energy of Canada Limited）の URL（Underground Research Laboratory）では最大主応力の値および主応力の差が大きいために，坑道周辺に岩盤が破壊する領域が生じている（Read, 1996）。このため，坑道掘削の方向や坑道の形状が制限される。また，地下発電所のための大規模地下空洞の掘削に際しては，空洞の長手方向を最大主応力の方向と一致させることが通例となっている。

初期応力のデータについては，例えば Kanagawa et al.（1986）は電力中央研究所で開発したひずみゲージを用いた測定結果を取りまとめた。これらのデータを含めて斎藤ほか（1988）が日本国内で得られた測定結果を取りまとめ，鉛直応力，平均水平面内応力および側圧係数の深度分布を示している。これによると，鉛直応力や平均水平面内応力と深度の関係は線形近似でき，側圧係数は浅部では大きな値を示すものの，深度の増加にともない 1 より小さい値に近づくことが示されている。このような傾向は弾性球殻モデルを用いて理論的に説明することが可能である（日本材料学会，1993）。

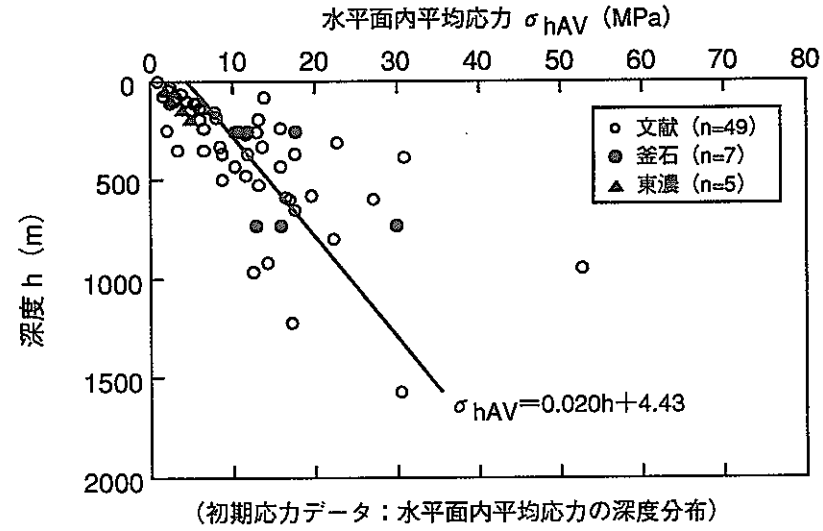
第 2 次取りまとめでは，1988 年以降の文献も調査し，データの整備を行った。また，東濃地域や釜石鉱山において，いくつかの手法を用いて測定を実施し，地下深部の岩盤の初期応力データを取得するとともに，これらの深度分布について検討した。

文献調査では，鉛直応力 108 件，水平面内平均応力 178 件，側圧係数 71 件のデータが収集された。このうち，鉛直応力と水平面内平均応力の両方が揃っているデータは 49 件であり，これらのデータについて，深度との関係式を導いた（図 3.5-29）。鉛直応力については，ばらつきが大きいものの，岩石の単位体積重量を 2.7 gf/cm^3 とした直線で近似され，斎藤ほか（1988）より若干大きな勾配を示す。水平面内平均応力についても直線近似され，斎藤ほか（1988）より若干大きな勾配を示す。側圧係数については，深度と鉛直応力および水平面内平均応力の近似式から算出した。算出した式は斎藤ほか（1988）とほぼ同様であり，深度の増加とともに側圧係数は小さくなり，地下深部では 1 より小さい値に漸近する。同図には以下に示す東濃地域や釜石鉱山における測定結果も示しているが，文献データと同様に上述の傾向が認められる。

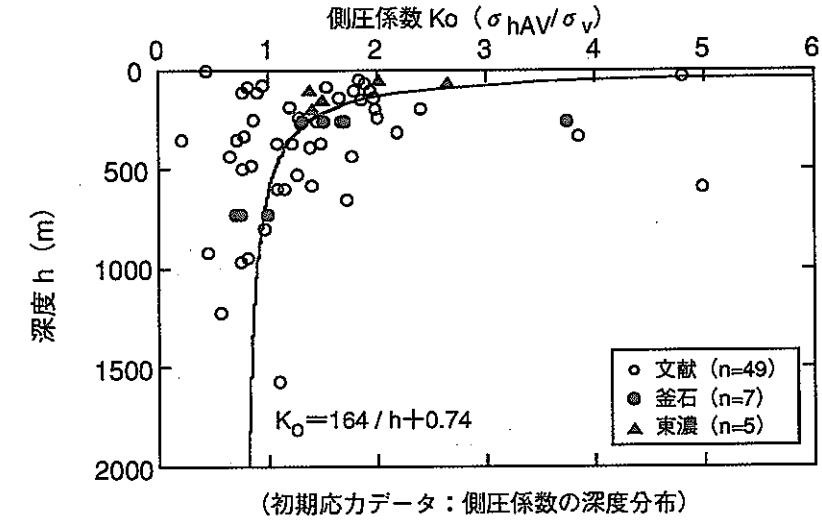
東濃地域では，第 2 立坑や北延 NATM 坑道内あるいは地表ボーリングにおいて，釜石鉱山では，レベルの異なる坑道内において，複数の手法を用いて初期応力測定を実施してきた（大石ほか，1994；Matsui et al., 1997；佐藤ほか，1998）。用いた手法は，対象岩種（東濃では堆積軟岩，釜石では花崗岩）を考慮して，東濃地域では，電中研 8 成分ひずみゲージを用いた応力解放法，水圧破砕法，ダブルフラクチャー法および AE 法であり，釜石鉱山では，円錐孔底ひずみ法，水圧破砕法，AE 法，DRA 法および DSCA 法とした。測定結果の一部を図 3.5-30～31 に示す。



(初期応力データ：鉛直応力の深度分布)



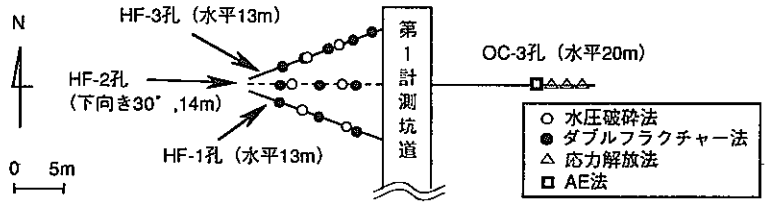
(初期応力データ：水平面内平均応力の深度分布)



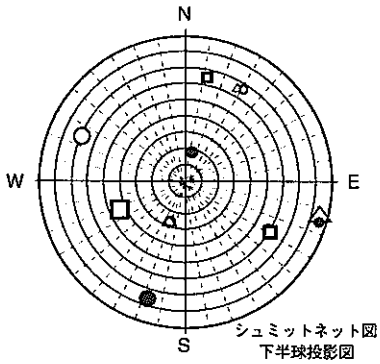
(初期応力データ：側圧係数の深度分布)

図 3.5-29 初期応力データ

斉藤ほか1988とそれ以降の文献を収集するとともに東濃地域や釜石鉱山で測定を実施し初期応力のデータを取得した。文献調査では，鉛直応力で108件，水平面内平均応力で178件，側圧係数で71件のデータが収集された。このうち鉛直応力と水平面内平均応力の両方が揃っているデータは49件であった。これらのデータによると，鉛直応力は岩石の単位体積重量を勾配とした直線で近似され，側圧係数は深度の増加とともに1より小さい値に漸近する。



a） レイアウト（平面図）

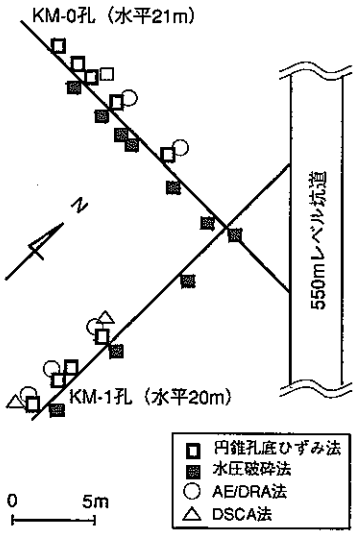


b） 主応力の方向

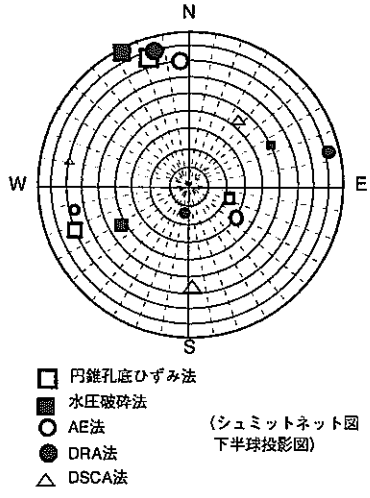
測定手法		応力値（MPa）
水圧破砕法 △	σ_1	1.84±0.41
	σ_2	1.49±0.33
	σ_3	0.91±0.34
ダブルフラクチャー法 ●	σ_1	1.40±0.01
	σ_2	1.05±0.01
	σ_3	0.78±0.01
応力解放法 ○	σ_1	0.96
	σ_2	0.85
	σ_3	0.76
AE法 □	σ_1	0.48
	σ_2	0.37
	σ_3	0.29

c） 主応力の値

図 3.5-30 東濃鉱山における初期応力測定のレイアウトと結果



a） レイアウト（平面図）



b） 主応力の方向

測定手法		応力値（MPa）
応力解放法（円錐孔底ひずみ法）	σ_1	29.9
	σ_2	7.8
	σ_3	3.0
	σ_v	4.8
水圧破砕法	σ_1	17.4
	σ_2	8.7
	σ_3	4.5
	σ_v	7.0
AE法	σ_1	15.6
	σ_2	7.6
	σ_3	5.6
	σ_v	7.0
DRA法	σ_1	15.5
	σ_2	7.7
	σ_3	6.3
	σ_v	8.1

c） 主応力の値

図 3.5-31 釜石鉱山における初期応力測定のレイアウトと結果

東濃地域における測定結果では，最小主応力は土被り圧に一致するかそれ以下であり，最大主応力は最小主応力の2倍以内である。最大主応力の方向は，プレート運動，活断層分布，三角測量の結果あるいは浅発地震から推定される圧縮方向（東南東－西北西）とは異なり，局所的な地形や断層の影響を受けており一様ではない。

釜石鉱山における測定結果では，最大主応力は土被り圧の2倍程度であり，中間と最小主応力は土被り圧とほぼ等しい。最大主応力の方向はほぼ南北方向であり，プレートの運動方向である東西方向とは異なることが示されおり，局所的な測定位置周辺の割れ目の分布などの影響を受けていると想定される。

東濃地域と釜石鉱山のいずれの測定においても，異なる測定手法から算出される主応力の値や方向は厳密には一致しない。これは測定地点の応力状態や割れ目状態，測定レイアウト，あるいは測定手法ごとに原理や計測している物理量やスケールが異なることなどに依存する。これらの要因は測定結果が得られてから判断されるものもあるため，複数の手法で測定し，結果を総合的に判断して初期応力状態を推定する必要がある。

3) 岩盤の時間依存挙動

岩石を含め多くの材料では，応力を一定に保ったとき，時間の経過とともにひずみが増大する現象，すなわちクリープがみられる（例えば，Cristescu and Hunsche, 1998）。また，変位を一定に保ったとき，時間の経過とともに応力が低下する現象，すなわち応力緩和がみられる。これらの時間依存性挙動を把握することは，空洞の長期安定性を評価するうえで重要である。例えば，処分坑道周辺の岩盤においては，深度や坑道の形状，岩盤物性によっては，岩盤のクリープ変形の発生が想定される。また，人工バリアを構成するオーバーパックや緩衝材の設計に際しては，岩盤のクリープの影響も考慮する必要がある場合も想定される。

岩石を対象とした室内におけるクリープ試験は数十年前から行われており，多くの場合，対数クリープ則に従う一次クリープが最初に観察される。二次クリープ（定常クリープ）についてもかなり知見が蓄積されているが，三次クリープに関する報告はごく少ない。山下ほか（1997）や山内ほか（1998）では，軟岩を対象とした3次クリープを含む破壊機構に関する研究を報告しており，クリープ過程における内部構造の微視的変化やクリープ破壊と一軸圧縮破壊機構の関連について検討している。このような室内試験と同時に，力学モデルに関する検討も進められてきた。初期段階のモデルは，ばね要素（スプリング），粘性要素（ダッシュポット），完全降伏要素（スライダー）を組み合わせたものであり，このモデルにより岩石の時間依存挙動の定性的な説明が可能である。最近になって，非線型粘弾性論に基づいた構成方程式がいくつ

か提案され，岩盤の時間依存挙動の定量的な扱いが少しずつではあるが進展しつつある（大久保，1991）。

原位置における岩盤の時間依存挙動としては，トンネル，地下発電所，鉱山坑道などにおいて多くの事例が報告されている。例外といえるかもしれないが，大谷石の採掘跡地における地表陥没事故などもある。一般に複雑な地質構造を持つわが国にあっては，地下構造物周辺岩盤の時間依存挙動は慎重に検討すべき課題といえよう。

東濃鉱山における試験研究では，岩芯を用いた一軸クリープ試験を実施するとともに，水平坑道および立坑の掘削影響試験で実施した岩盤変位計測や内空変位計測を掘削終了後も長期的に続けている。これらの結果によると，一軸クリープ試験では，破壊した供試体については，軸ひずみと経過時間の関係が対数クリープ則に従うことが確認されている。また，原位置における計測地点のほとんどでは，計器の精度や計測誤差以上の新たな変位の発生は認められていない。

釜石鉱山における試験研究では，室内では，岩芯を用いた一軸クリープ試験と疲労試験，原位置においては，掘削影響試験の一環として，坑道掘削から約1年経過した後に原位置AE計測および岩盤変位計測などを実施した。一軸クリープ試験の結果では，軸ひずみと経過時間の関係は，対数クリープ則に従うことが確認されるとともに，疲労試験でもクリープ試験と同様の変形挙動を示すことが明らかになった。原位置での結果は，発生したAEのイベント数はごく少なく，かつ，そのエネルギーも掘削時と比較して非常に小さく，岩盤の破壊が進行していないことを示唆している。また，岩盤変位計測においても，新たに発生する変位量は認められなかった。

長期間にわたる岩石の時間依存挙動を明らかにすることは簡単ではなく，以下に挙げるような多方面からの周到な検討が必要と考えられる。

・情報の収集：従来の知見のレビューを今後も継続して行う。
・モデル化と実験：従来の知見に基づいて長期の岩盤挙動をモデル化する手法を提案し，これが妥当であることを確認するために，可能な限り長期間の実験を実施する。
・微視的な観点からのアプローチ：時間依存性挙動の基本的なメカニズムを把握し，より高い信頼性と精度の解析を行うために，マイクロクラックの進展などの微視的な構造の長期観測と，分子動力学などの最新の手法を用いた検討を行う。
・原位置観測：古い時代に掘削された地下空洞における調査を通じて，岩盤の時間依存挙動を把握して，提案したモデルの検証を行う。その際，微小ひずみ速度を計測し，周辺岩盤の状況に関する情報を得ることも考えられる。

3.5.3 坑道掘削による影響の調査・解析事例

地下の岩盤中に坑道などの空洞を掘削すると，割れ目の発生・進展，応力状態の変

化あるいは間隙水圧の変化が生じる。この変化により，周辺岩盤の破壊強度や変形性などの力学的性質，透水係数などの水理学的性質あるいは地下水の酸化還元電位などの地球化学的性質が変化することが想定される。この変化が生じる領域を「掘削影響領域」と呼ぶ。掘削影響領域の性質やその広がりを把握することは，地下空間の設計や施工の最適化にとって重要な情報となる。また，掘削影響領域は処分場閉鎖後には埋設した物質の選択的な移行経路となることも想定され，その評価は重要である。

掘削影響に関する既存の研究事例としては，国内では，日本トンネル技術協会が「ゆるみ領域特別委員会」を発足させ，ゆるみ領域の考え方と計測方法を整理するとともに，データの収集と整理を行い，とくに硬岩の水路トンネルを対象として，掘削工法別のゆるみ領域の範囲と物性値に対する標準値を示している（日本トンネル技術協会，1982）。桜井（1983）はこれらの調査結果を要約し，岩盤等級ごとに，径5mと10mのトンネルを在来工法，NATM（New Austrian Tunnelling Method）およびTBM（Tunnel Boring Machine）で掘削した場合のゆるみ領域の幅を示している。例えば，岩盤等級CHの岩盤中に幅5mのトンネルをNATMで掘削した場合は1 mのゆるみ領域が生じると報告している。海外では，スウェーデン，スイス，カナダ，ベルギーなどの地下研究施設などにおいて掘削影響試験が実施されている（例えば，OECD/NEA Workshop, 1989；EDZ Workshop, 1996）。これらの国では，処分場の設計・建設・操業の最適化および処分システムの性能評価に関連した情報の整備を目的に，以下の課題が設定され研究が進められている。

・掘削影響領域の特性・広がりを把握し，発生メカニズムを把握する。
・掘削影響領域の特性・広がりの工法依存性を把握する。
・掘削影響領域の特性のうち，とくに水理特性を把握する。
・掘削影響領域を調査する機器・手法を開発し確立する。

東濃鉱山と釜石鉱山でも同様の課題を設定し試験を実施した（Sato et al., 1995）。

1) 東濃鉱山における掘削影響試験

東濃鉱山の新第三紀の堆積軟岩を対象として，坑道掘削が周辺岩盤に与える影響を把握することを目的として，既存の調査・解析・評価技術を基本とした調査研究を実施した（図 3.5-32）。また，この調査研究の結果を評価するために，室内試験や初期応力測定などを実施した。

(1) 立坑における掘削影響試験

仕上がり内径6m（コンクリート覆工厚40cm），深さ 150mの立坑（第2立坑）をショートステップ工法で掘削し，掘削に伴う周辺岩盤の変形挙動および力学的・水理学的物性変化に関する調査を実施した（Sugihara et al., 1993）（図 3.5-33）。

立坑周辺岩盤の力学的・水理学的特性の変化に関する調査で得られた結果および考

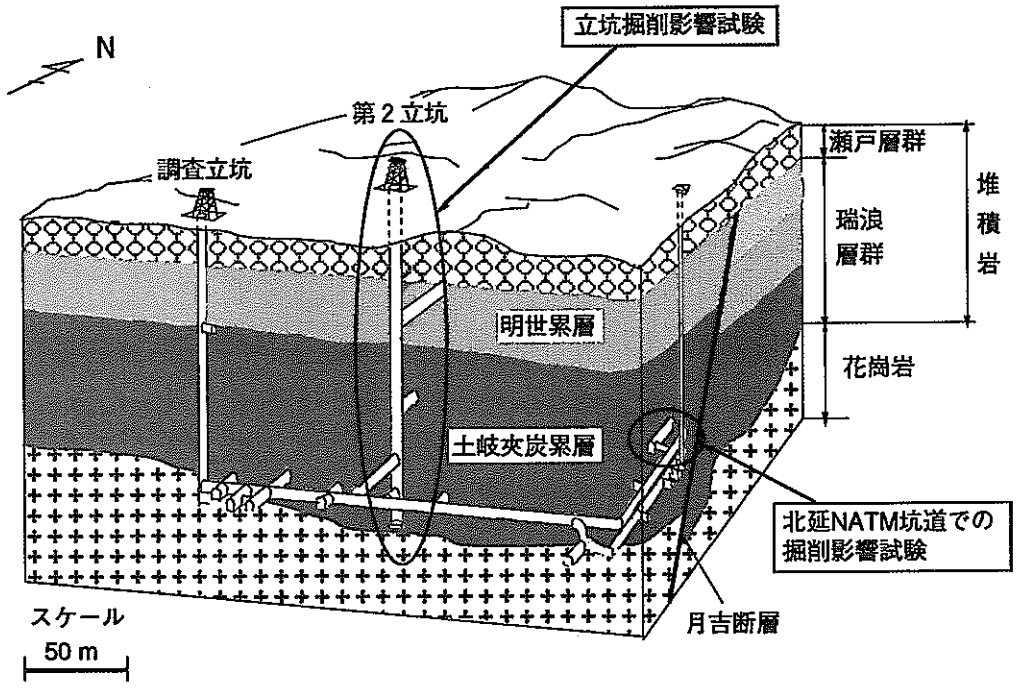


図 3.5-32 東濃鉱山の地質および坑道展開図

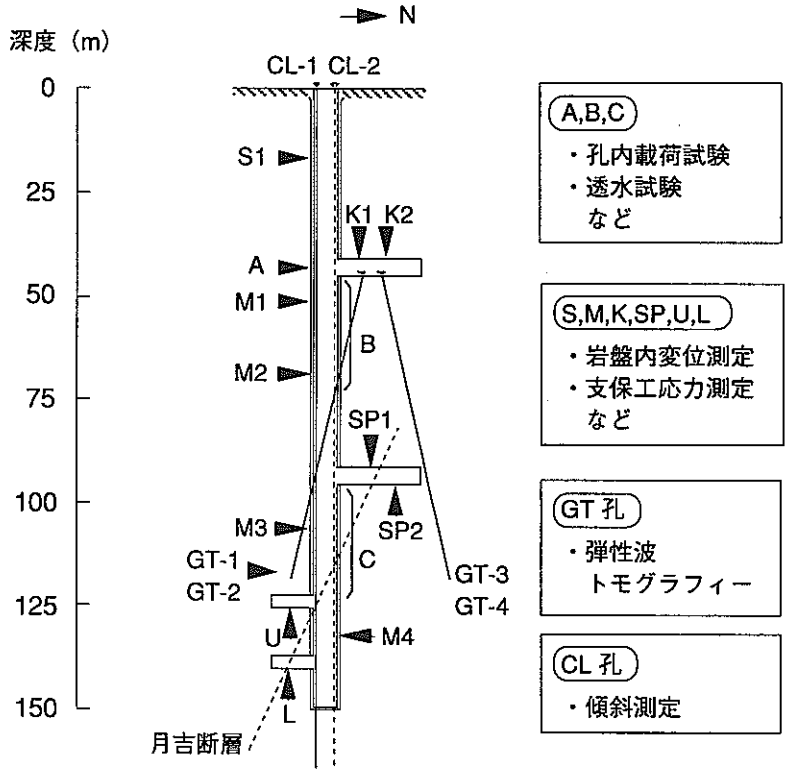


図 3.5-33 立坑掘削影響試験の概要

東濃鉱山の新第三紀の堆積軟岩を対象として，仕上がり内径6 m，深さ150 mの立坑（第2立坑）をショートステップ工法で掘削し，掘削に伴う立坑周辺岩盤の変形挙動および力学的・水理学的物性変化に関する調査を実施した（Sugihara, et al., 1993）。

察を以下に示す（松井ほか，1992）。

①割れ目の状況については，立坑掘削面（実際に掘削した岩盤の壁面）から 0.9 m まで，掘削後に生じたり開口幅の変化した割れ目が多い。

②力学的な特性については，立坑掘削面から 0.4 m 程度まで塑性域が発生していると推察される（図 3.5-34）。その要因としては，掘削に伴う応力再配分や発破損傷などが想定される。

③透水係数の変化は割れ目の影響を大きく受けており，その影響範囲は立坑壁面から 0.4～ 0.9 m 程度であり，最大で 2～3 オーダーの増加がある（図 3.5-35）。しかし，場所によっては掘削面から 1.1 m 以上離れた地点でも透水係数の増加が見られる。これは，掘削に伴う多重の応力集中帯の発生（石田ほか，1991）や，掘削後の地下水面の低下による不飽和領域の発生などが影響要因として挙げられる。

④孔間弾性波測定の結果，立坑掘削面から 1 m の範囲で 30～50 %もの速度低下が認められた。この立坑壁面近傍の弾性波速度の変化は，割れ目の発生などにより地下水面が低下し，岩盤の飽和度が低下したことが主な要因であると推察される。

⑤上記の結果を総合すると，東濃鉱山において，立坑掘削により周辺岩盤が力学的・水理学的に影響を受ける範囲は，立坑掘削面から 1 m 程度までといえる。

岩盤挙動調査のうち，周辺岩盤の変形挙動に関する調査で得られた結果および考察を以下に示す（佐藤ほか，1992b）。

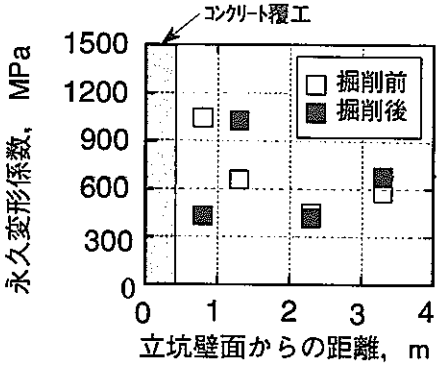
①岩盤変位計測によると，立坑壁面での最大変位は 3 mm であり，断層が存在する所や割れ目が多い部分では変位が大きい。掘削によって生じる立坑周辺岩盤の変形挙動は岩相によって異なる。

②2 次元流動要素法による弾塑性解析の結果，掘削により生じた変形量では立坑周辺岩盤中に塑性域は生じないことがわかった。したがって，立坑周辺の岩盤には，塑性域の発生に伴う力学的な物性が変化する領域は生じないと推定される。また，変形挙動に及ぼす断層の影響は，3 次元の有限要素法解析によりほぼ表現できることがわかった。

③連続ひずみ計測結果から岩盤中に生じている応力の再配分（ひずみの変化）を推定した（吉岡ほか，1992）。その結果，切羽がひずみ計埋設レベルに到達する以前から，空洞半径方向のひずみは引張側へ，空洞接線方向のひずみは圧縮側へと変化し，切羽が 1 D（D=坑道径，今回は 6 m）離れるまでにほぼ収束した。また，2 次元軸対称有限要素法解析の結果，割れ目頻度に応じた入力パラメーターの設定（弾性係数について，割れ目頻度が粗の場合は孔内載荷試験の結果を，密の場合は室内試験の結果を用いる）により，掘削に伴う応力再配分の過程は，連続体を仮定した解析でほぼ表現できることが示された（図 3.5-36）。

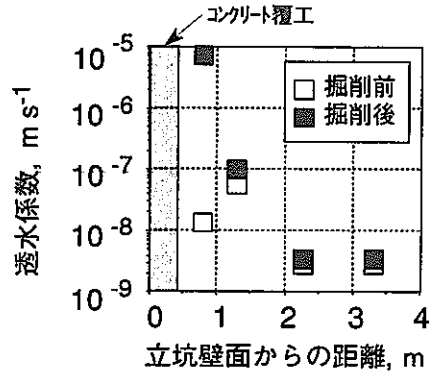
(2) 水平坑道における掘削影響試験

発破工法により幅 3.0m，高さ 3.0m の水平坑道を掘削し，掘削中の岩盤挙動や掘削



GL-62.2m：土岐夾炭累層（凝灰質泥岩）

図 3.5-34 第2立坑B断面での孔内載荷試験の結果



GL-63.5～65.5m：土岐夾炭累層（凝灰質泥岩）

図 3.5-35 第2立坑B断面での透水試験の結果

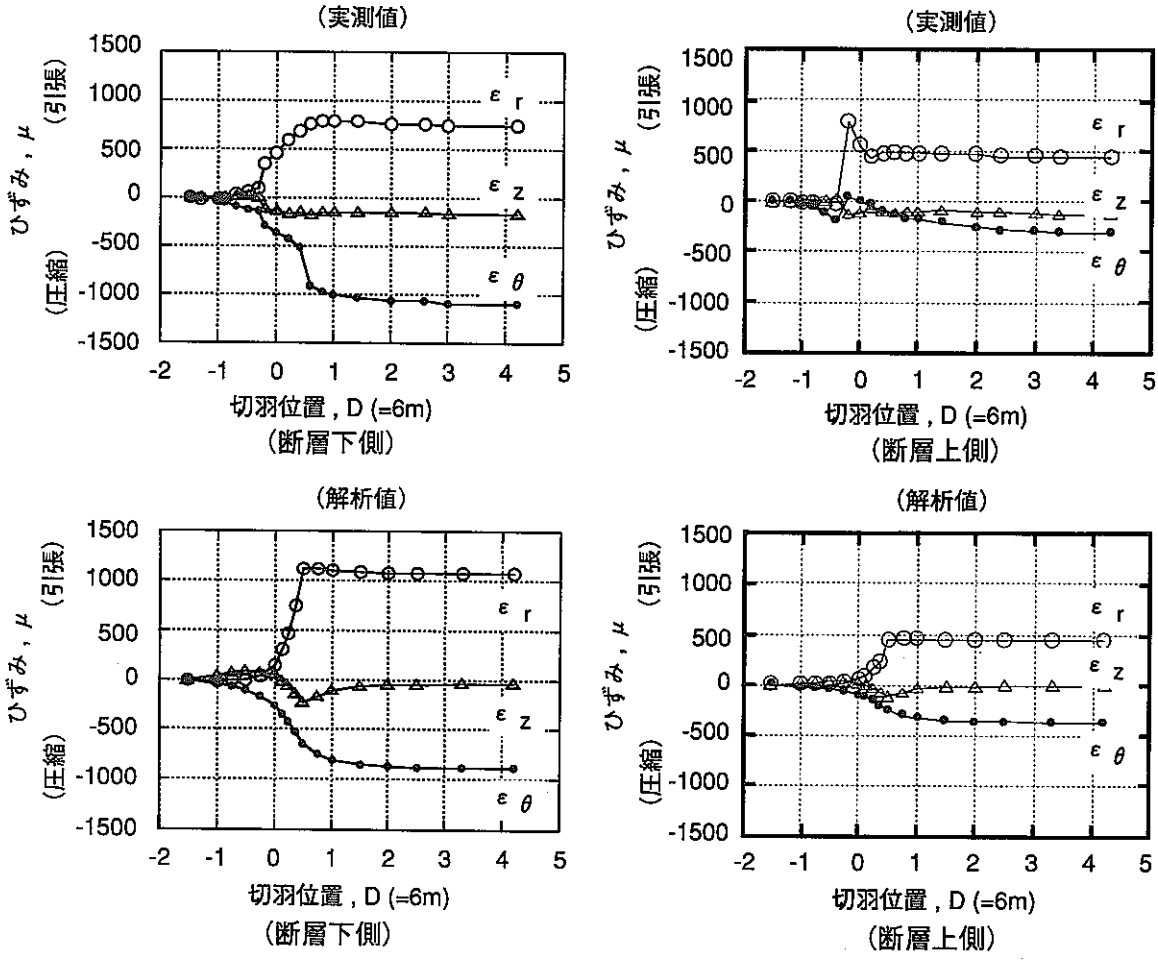


図 3.5-36 立坑掘削に伴うひずみ計測（実測と解析結果の比較）

連続ひずみ計測結果から岩盤中に生じている応力の再配分（ひずみの変化）を推定した。その結果，立坑切羽がひずみ計埋設レベルに到達する以前から，半径方向のひずみは引張側へ，空洞接線方向は圧縮側へと変化した。応力再配分は切羽が1 D離れるまでにほぼ収束している。2次元軸対称有限要素法解析を実施した結果，連続体を仮定した解析でほぼ表現できることがわかった。

前後の物性変化を調査した（図 3.5-37）。岩盤挙動を解析・評価するため，岩石室内試験結果を入力パラメータとして有限要素法による事前解析を行うとともに，各種測定結果を考慮して事後解析を実施した（杉原ほか，1998）。さらに，同様の調査・解析を機械掘削においても実施し，掘削影響領域の工法依存性を調査した（図 3.5-38）。

水平坑道における発破による掘削影響試験で得られた結果を以下に示す。

①岩盤内変位測定では，最終的には坑壁から1 mの地点で 1.5 mmの変位量であった。坑壁から離れるにつれて変位量は減少し，6 mの地点ではほとんど変位はなかった。

②弾性波速度測定（屈折法・トモグラフィー調査）では，坑道周辺において厚さ 0.8 m程度の弾性波速度の低下領域が観測された（図 3.5-39）。

③透水試験の結果，掘削後の測定では，坑壁から0.5～1.0 mの区間では透水試験時に10 kPa未満の圧力で試験坑道へ漏水した。発破で生じた割れ目の影響と推察される。坑壁から1.4 m以深では掘削前後でほとんど変化がないため影響は1.4 m以内と判断できる。

機械掘削により掘削作業自体の影響を極力少なくした場合の掘削影響領域の評価を行った（図 3.5-38）（Sato et al., 1999）。掘削機械はブームヘッダー（三井三池製作所製ミニロードヘッダー）を用いた。以下に結果を示す。

①岩盤内変位測定では，最終的には坑壁から0.5 mの地点で1 mmの変位量であった。また，坑壁から離れるにつれて変位量は減少し，6 mの地点では0.2 mm 以下の変位であった（山本ほか，1998）。内空変位測定では，最終的な変位量は，天盤が2～4 mm，水平方向が約 1.5 mm であった。各変位とも，切羽離れ（坑道掘削面と計測面の距離）が1～2D（D=坑道径，今回は2.4 m）でほぼ収束した。

②弾性波屈折法では，坑道周辺に厚さ 0.3 m程度の弾性波速度の低下領域が観測された。弾性波トモグラフィーでは，弾性波速度の低下領域は観測されなかった。比抵抗トモグラフィーでは，比抵抗の変化領域は観測されなかった。

③試験区間が10 cmの透水試験装置を用いた定圧注水試験の結果（菊地ほか，1997），坑壁から0.3 m以上離れた位置では透水係数の有意な変化はなかった（図 3.5-40）。

2次元弾塑性有限要素法による事前解析では，切羽進行に伴う変位量の増加傾向は計測結果とほぼ一致し，概略的な岩盤の挙動予測ができたといえる。事後解析では，弾性波探査の結果から推定された損傷領域（発破掘削で0.8 m，機械掘削で0.3 m）を解析モデルに取り込み，初期応力測定結果とコアを用いた室内試験結果を入力データとして用いた（図 3.5-41）。解析により得られた岩盤の変位量は，計測結果とほぼ一致した（図 3.5-42）。発破掘削では，掘削影響領域を考慮することにより坑壁近傍での急激な変位の増加が表現されている。機械掘削では，掘削影響領域の有無によらず，解析値と実測値が一致している。

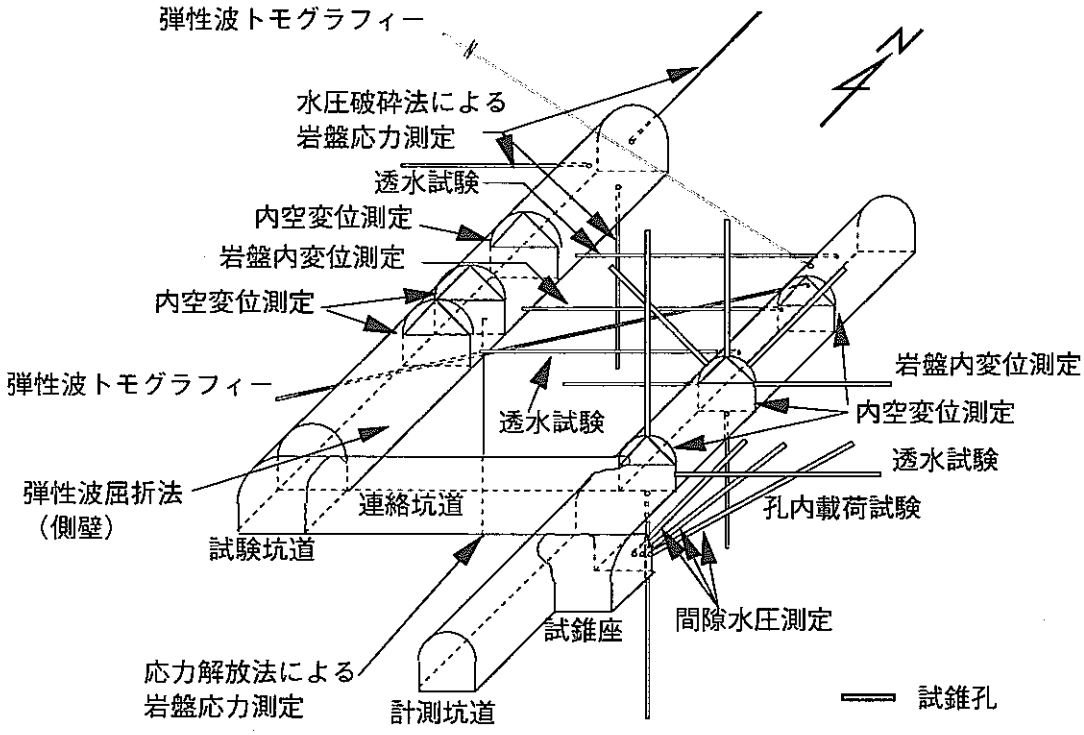


図 3.5-37 発破掘削による試験の概要（東濃鉱山北延NATM坑道）

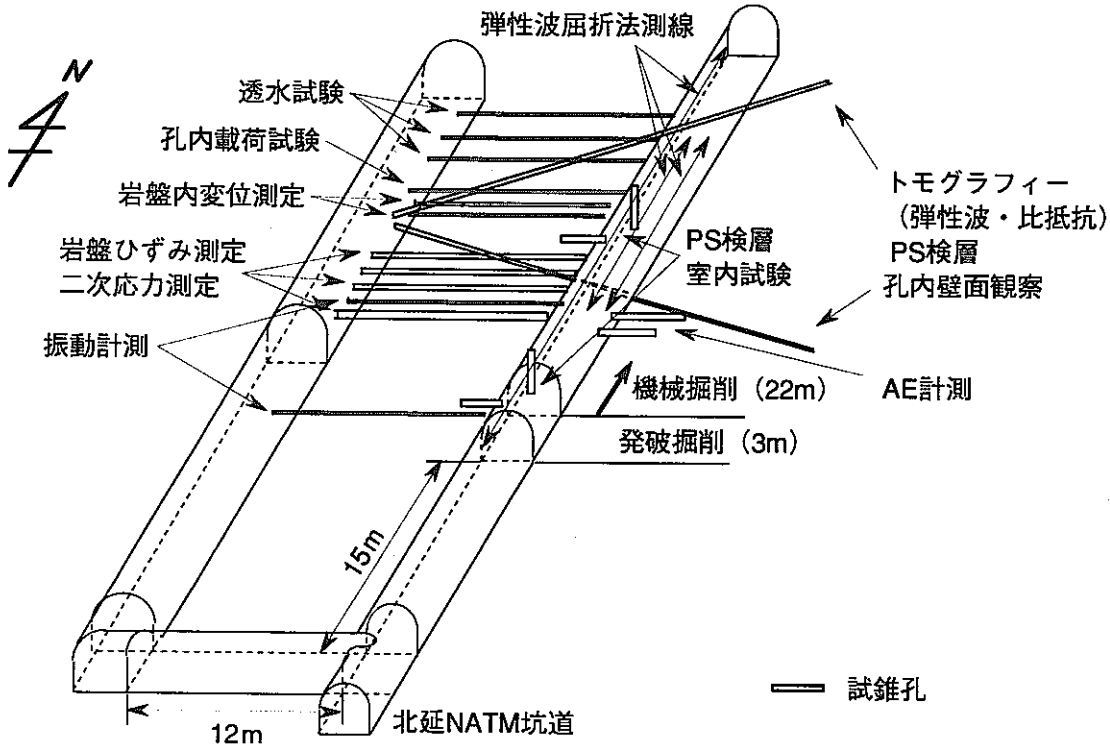
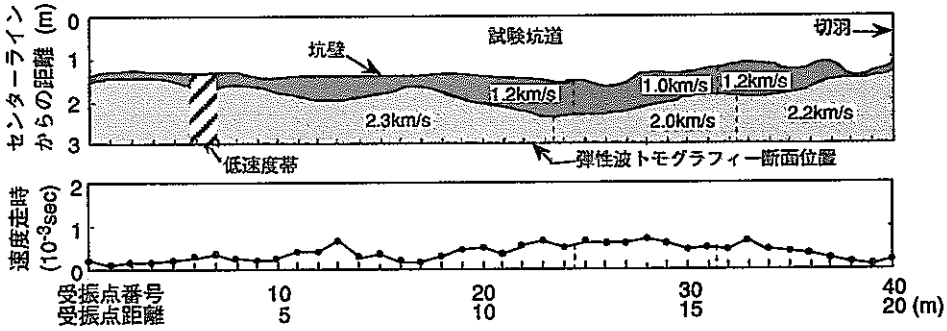
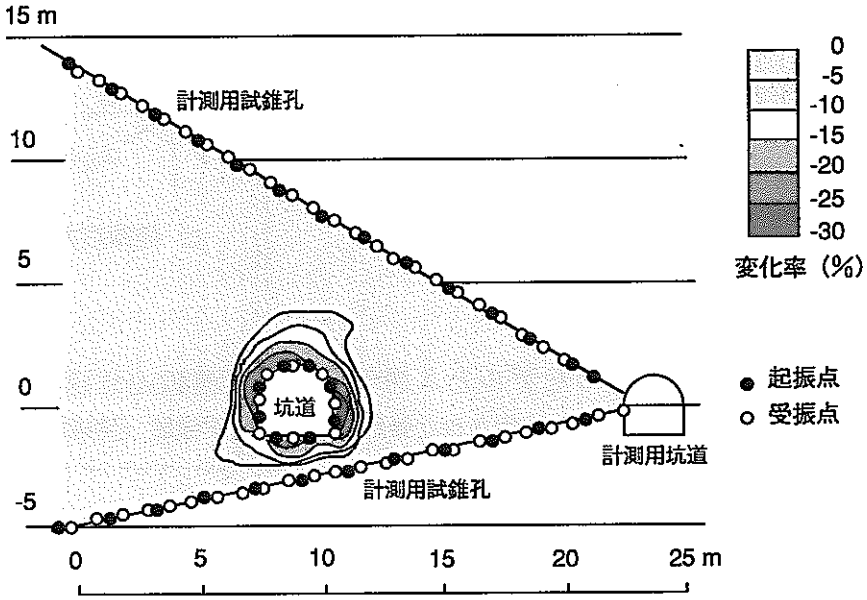


図 3.5-38 機械掘削による試験の概要（東濃鉱山北延NATM坑道）



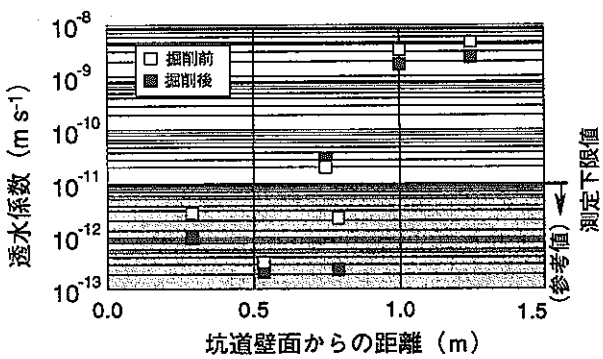
（1） 弾性波屈折法 解析結果図



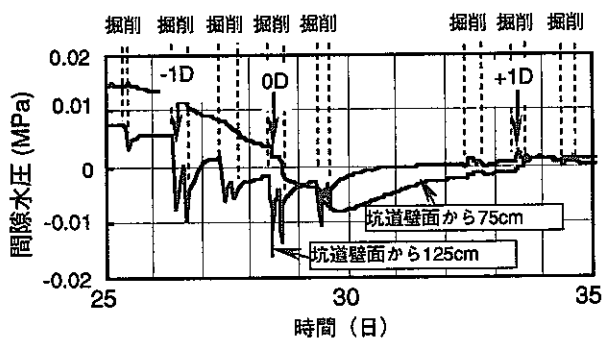
（2） 弾性波トモグラフィー 解析結果図

図 3.5-39 東濃鉱山における弾性波を利用した調査の結果

東濃鉱山の北延NATM坑道において，掘削にともなう周辺岩盤の物性変化に関する調査を実施した。弾性波を用いた調査では坑道壁面から80cm程度の速度低下帯が検出された（杉原ほか，1998）。

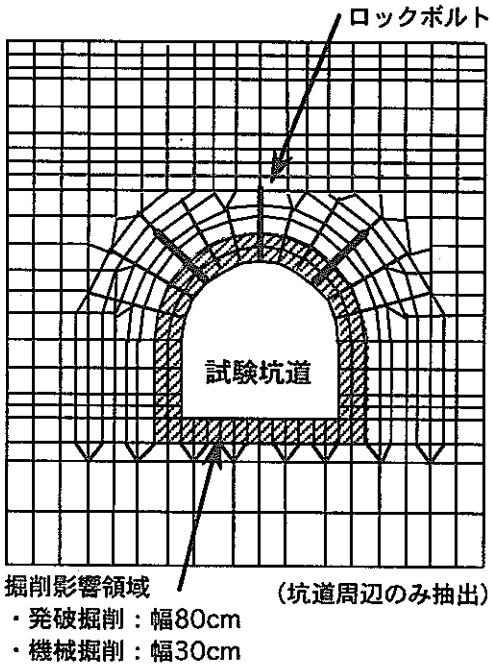


（機械掘削前後での透水係数の変化）



（切羽位置と間隙水圧の関係）

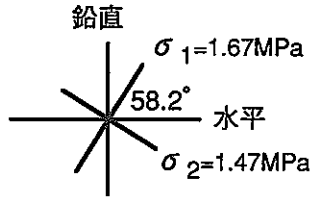
図 3.5-40 機械掘削時の間隙水圧と透水係数の変化（東濃鉱山北延NATM坑道）



a) 有限要素法による弾塑性解析に用いたメッシュ図

b) 有限要素法による弾塑性解析に用いた入力データ

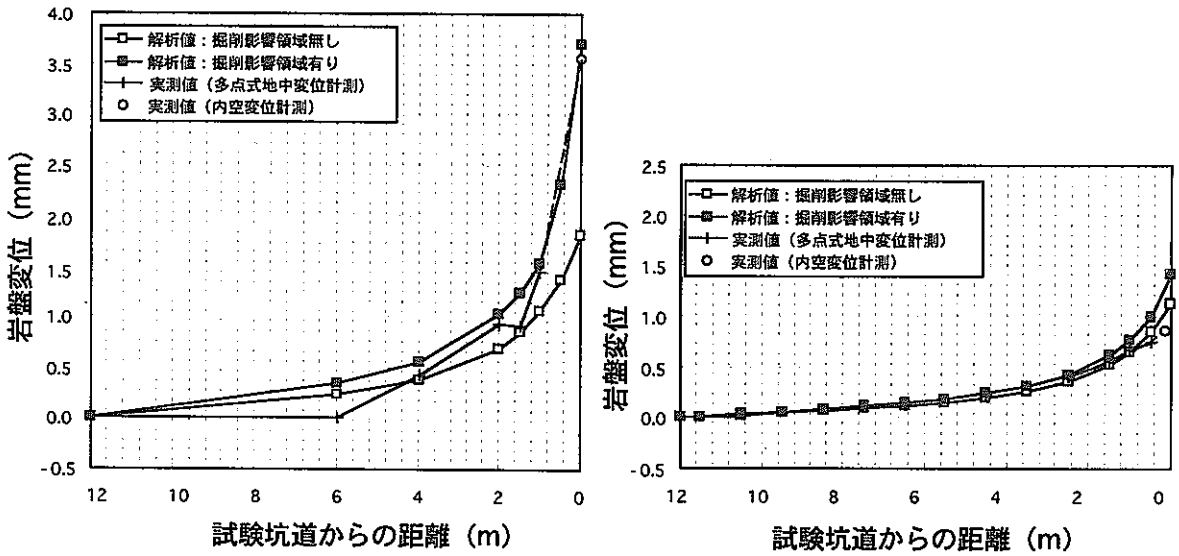
入力物性	健岩部	掘削影響領域
弾性係数	1.5 GPa	0.4 GPa
ポアソン比	0.3	0.3
粘着力	1.3 MPa	0.39 MPa
内部摩擦角	25°	25°



c) 初期応力

図 3.5-41 有限要素法解析のモデルと入力データ（東濃鉱山北延NATM坑道）

事後解析では，弾性波探査の結果から推定された弾性波速度の低下領域（発破掘削で0.8 m，機械掘削で0.3 m）をモデル上で考慮した。



a）発破掘削　　b）機械掘削

図 3.5-42 有限要素法による弾塑性解析結果と実測値の比較
（東濃鉱山北延NATM坑道）

解析により得られた岩盤の変位量は，計測結果とほぼ一致した。発破掘削では，掘削影響領域を考慮することにより坑壁近傍での急激な変位の増加が表現されている。機械掘削では，掘削影響領域の有無によらず，解析値と実測値が一致している。

工法依存性については，弾性波屈折法で比較すると，掘削影響領域の幅は発破掘削の0.8 mに対して機械掘削が0.3 mと，機械掘削の方が狭いことが確認された。工法の違いの原因となる掘削損傷については，振動がトンネルの覆工コンクリートに与える影響に関する経験式（例えば，工業火薬協会，1976）が適用できると仮定して損傷領域を推定すると，発破掘削，機械掘削ともに，その範囲は弾性波屈折法から求められる速度低下領域の幅とおおむね一致した（Sato et al., 1998）。また，いずれの工法とも掘削に伴う周辺岩盤の変形挙動は有限要素法弾塑性解析で表現可能である（Sato et al., 1999）。

2) 釜石鉱山における掘削影響試験

東濃鉱山における掘削影響試験と同様に，掘削に伴う影響を把握・評価するために，釜石鉱山の栗橋花崗閃緑岩を対象に既存の調査・解析・評価技術を基本とした調査研究を実施した（Sato et al.,1995；核燃料サイクル開発機構，1999）。釜石鉱山での掘削影響研究は，550 mレベル坑道（海抜550 m，地表からの深度は260 m）と250 mレベル坑道（海抜250 m，地表からの深度は730 m）において実施し，掘削影響領域の深度依存性についても検討した。

(1) 地下260mにおける掘削影響試験

550 mレベル坑道における掘削影響試験は，KD-88，89坑道において実施した（福田，1990）。KD-88坑道は割れ目の卓越方向に直交し，通常の発破工法により掘削された。坑道形状は幅 3.0 m，高さ 2.5 mの馬蹄形である。KD-89坑道は割れ目の卓越方向に平行に，スムースブラスティング工法により掘削され，幅 5.2 m，高さ 3.2 mの矩形である。調査試験のレイアウトを図 3.5-43 に示す。

① KD-88 坑道での試験

坑道掘削に先立ち，有限要素法による軸対称弾塑性解析を行い，掘削に伴う地圧変化を予測した。軸対称の解析とした理由は坑道の断面形状を考慮したためである。解析を行う時点では初期応力測定が行われていなかったため，土被り圧相当の初期応力が等方的に作用すると仮定した。解析の結果，坑道の掘削に伴い周辺岩盤には塑性域は発生せず，岩盤は弾性的に挙動すると予測された。実測結果は数値結果の傾向とほぼ一致した。掘削前後のKE-3孔での低圧ルジオン試験の結果では，坑道壁面から約2 mの範囲内で，透水係数は掘削前に比べ掘削後のほうが一桁近く小さくなった。これは，応力集中によって割れ目の一部が閉じることで透水係数が小さくなったと解釈できる。また，KE-3 孔での等変位載荷による孔内載荷試験の結果では，掘削前後で変形係数は明瞭には変化しなかった。

② KD-89 坑道での試験

事前解析として，坑道形状に近い矩形断面による平面ひずみ二次元弾塑性解析を行

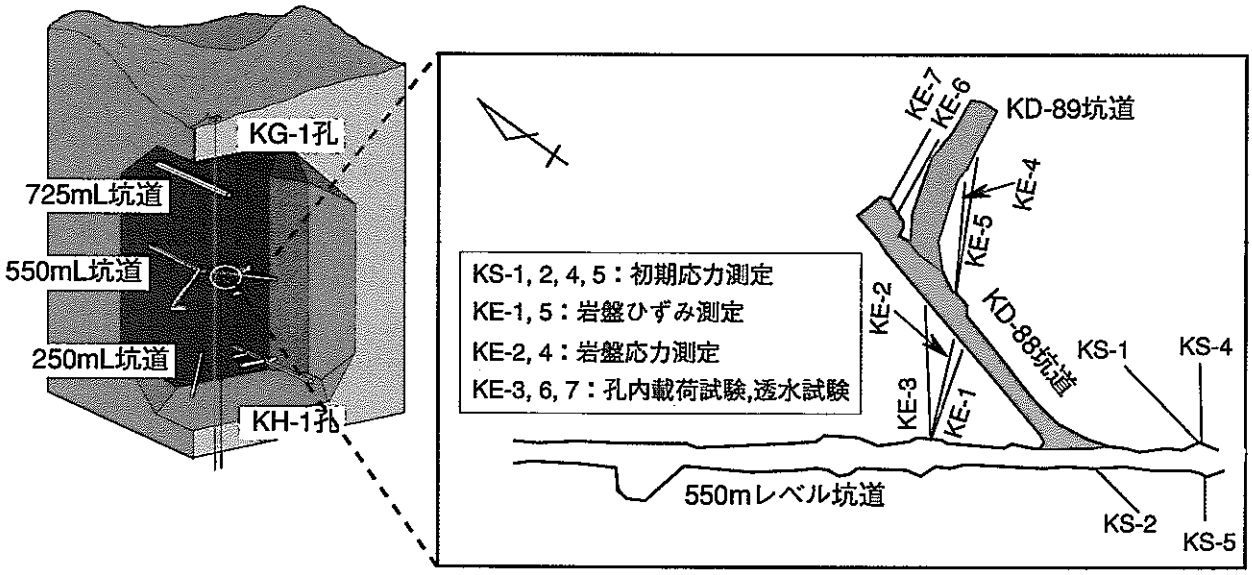
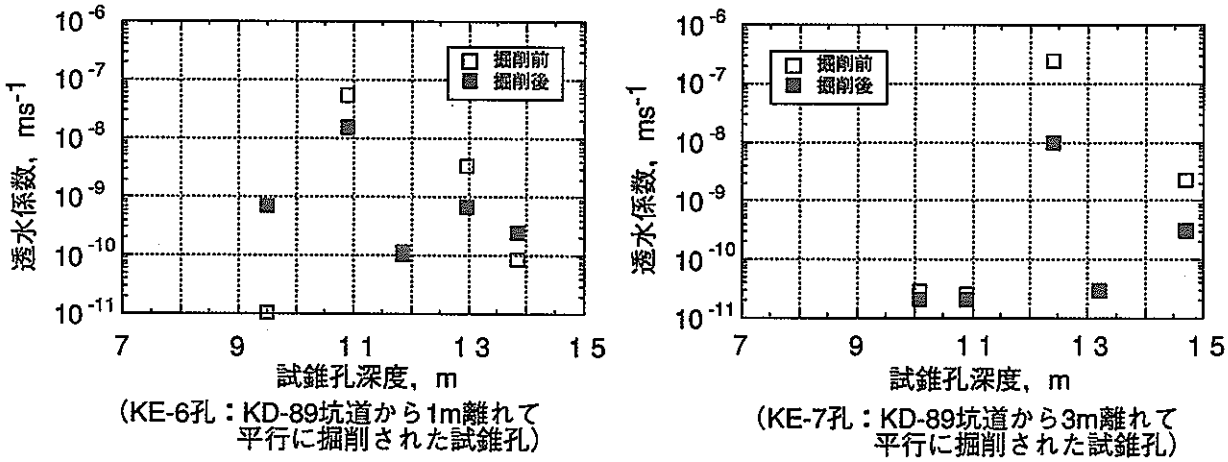
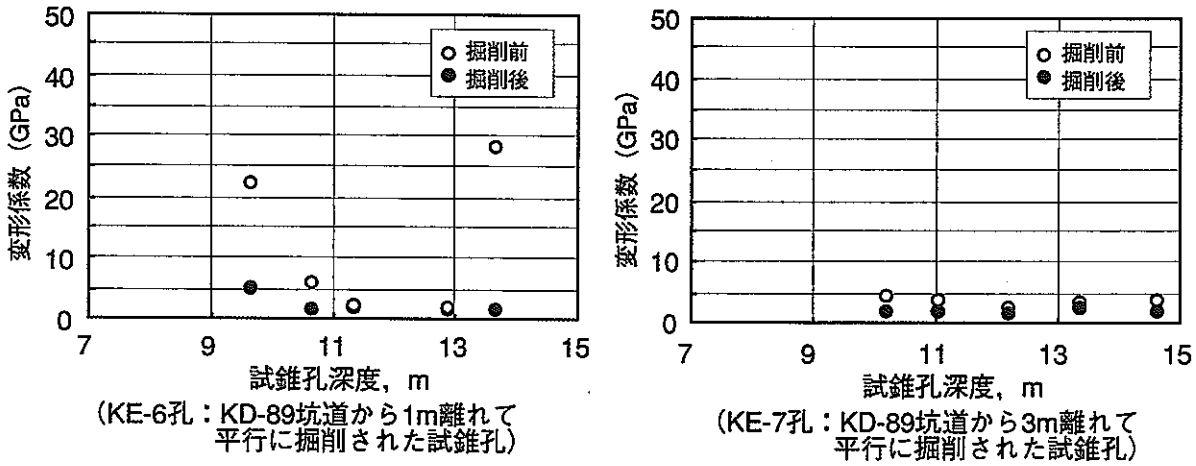


図 3.5-43 釜石鉱山550mレベル坑道における試験概要



a) 透水試験の結果



b) 孔内載荷試験の結果

図3.5-44 釜石鉱山KD-89坑道掘削前後の透水係数および変形係数の変化

KE-6, 7孔での透水試験の結果では掘削後に透水係数が小さくなった区間が多いが，坑道壁面から1 m離れたKE-6孔の2区間では掘削後に透水係数が増加した。これらの孔での孔内載荷試験の結果では掘削後にわずかに変形係数が小さくなる傾向を示すが，透水係数が大きくなった2区間では変形係数は一桁小さくなった。この2区間では開口割れ目が発生したことが推定される。

った。初期応力条件は，孔径変化法による測定結果を用いた。解析結果では，坑道壁面のごく一部の岩盤に塑性域が発生するが，全体的には弾性的な挙動を示すことが予測された。鉛直応力成分は，坑壁から1m付近で極大値をとり，離れるにつて初期応力値へと漸近する。実測の結果では，坑道壁面の近傍では坑道掘削に伴い応力が引っ張りに，ある程度離れたところは圧縮に変化し，解析結果の傾向と一致している。KE-6, 7両孔での低圧ルジオン試験の結果では（図 3.5-44），掘削後に透水係数が小さくなった区間が多いが，坑壁から1m離れたKE-6孔の2区間では，透水係数が増加した。また，同孔での等変位載荷による孔内載荷試験の結果では，掘削後にわずかに変形係数が小さくなる傾向を示すが，透水係数が大きくなった2区間では変形係数は一桁小さくなった。この2区間では開口割れ目が発生したと推定される。

(2) 地下730mにおける掘削影響試験

本試験は，550 mレベル坑道と比較してより深い250 mレベル坑道（地下730 m）において，掘削影響領域の岩盤特性と広がり，および，その発生メカニズムを把握することを目的に実施した。試験計画の立案に先立って，既存坑道において事前調査を実施し（Sugihara et al., 1996），試験計画に反映させた。事前調査の結果では，掘削影響領域の範囲が狭く，これを捉えることが困難と考えられたため，掘削影響領域の範囲が広くなるように試験坑道の方向を最大主応力に直交し，かつ，卓越する割れ目の走向に平行とした。調査項目は，これまでの釜石鉱山における掘削影響試験では適用実績の無い調査機器・手法の適用性を検討することを考慮して選定した。

250 mレベル坑道における掘削影響試験の調査レイアウトを図 3.5-45 に示す。試験坑道は 3.5×3.5 m の馬蹄形である。工法依存性の調査のため，通常の発破工法とスムースブラスティング工法で掘削し，2つの計測断面を設置し振動計測とAE計測を実施した。また，応力再配分の現象とそれに伴う物性変化を調査する断面をスムースブラスティング工法区間に設置し，岩盤のひずみや変位の計測および透水試験を実施した。また，有限要素法を用いた弾塑性解析とクラックテンソル理論を用いた解析および個別要素法を用いた解析を実施した。調査・解析結果および考察を以下に示す。

①岩盤変位計測の結果，掘削による全変位は約1 mmであった。また，切羽通過後の変位量として，天盤では0.7 mmの沈下，床盤では0.4 mmの隆起が計測された。岩盤ひずみ計測の結果，坑壁近傍では，坑道半径方向に860 $\times 10^{-6}$の引っ張り，鉛直方向に670 $\times 10^{-6}$の引っ張りが生じた。ひずみ分布は，不連続的であるため，掘削に伴い岩盤がブロック単位で挙動している可能性がある。き裂変位計による計測結果も，切羽の進行に対応してき裂開口幅が変化する状態が示されるとともに，上記のブロック単位の挙動を示唆する結果が得られた。

②振動計測の結果では（木下ほか，1998），発破位置のごく近傍においても距離と振

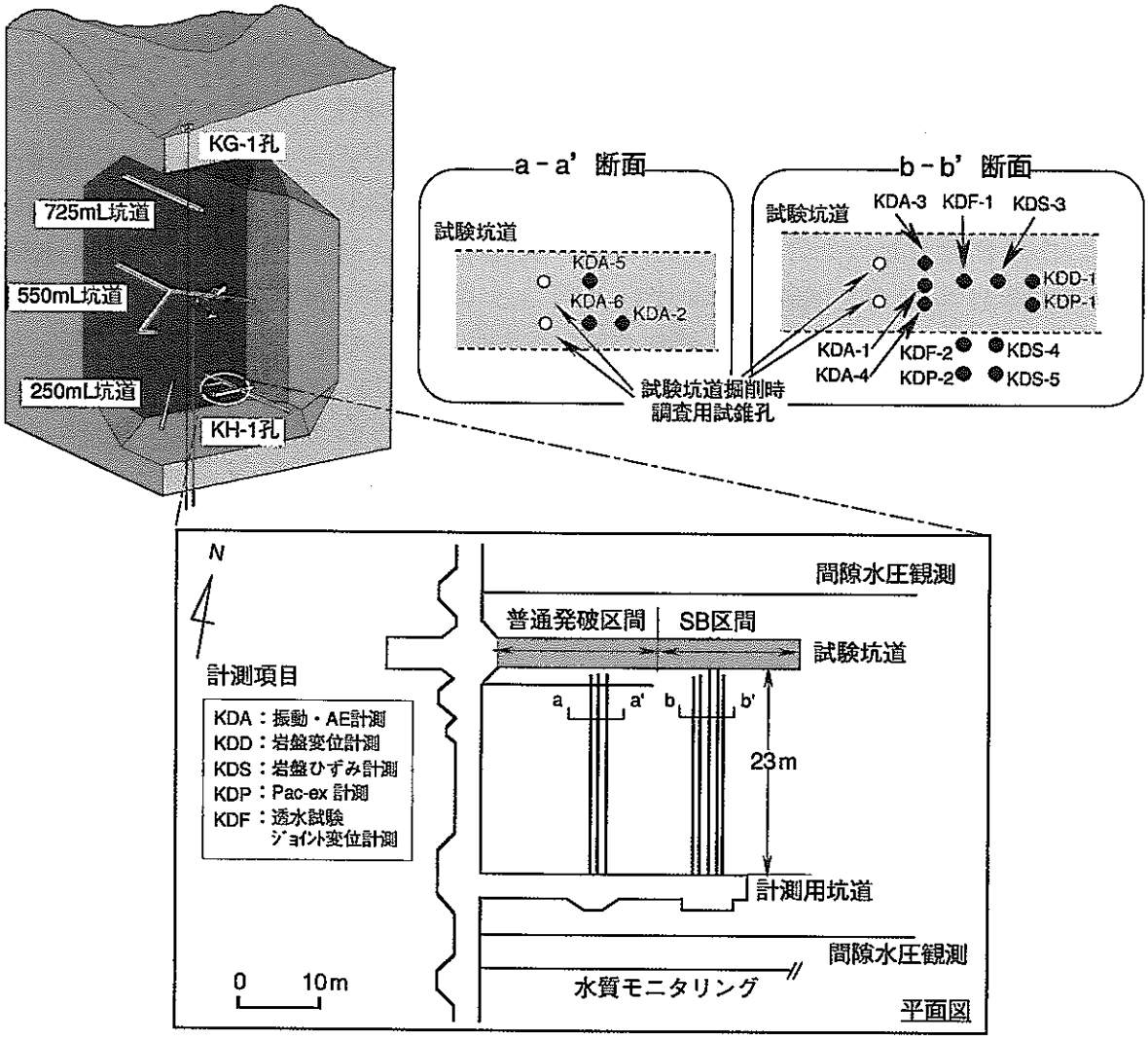


図 3.5-45 釜石鉱山250mレベル坑道における試験概要

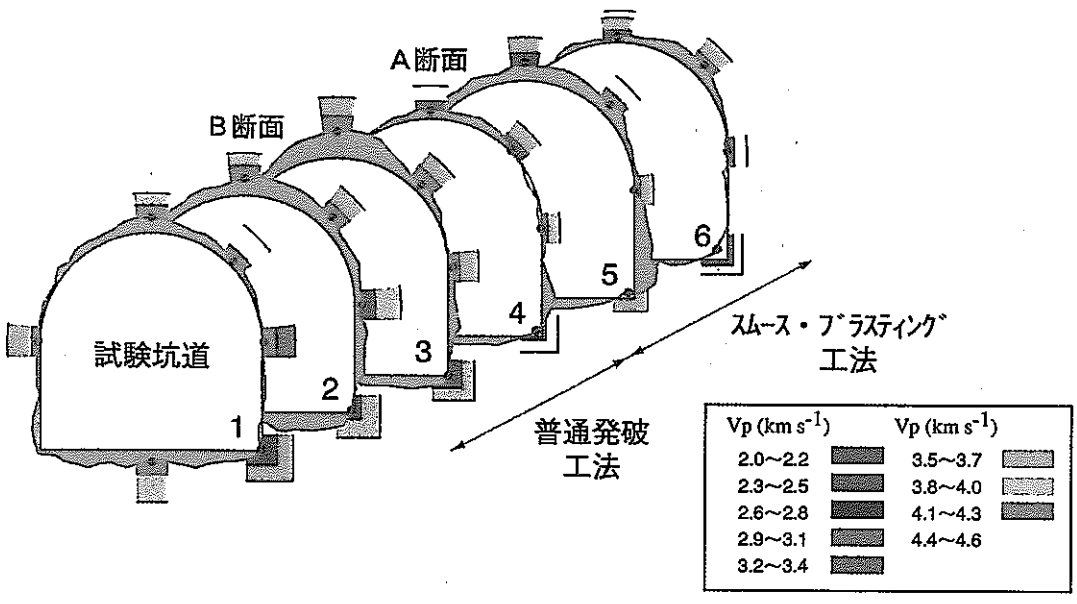


図 3.5-46 弾性波屈折法の結果（釜石鉱山250mレベル坑道）

動速度の関係は両対数で直線近似できることが分かった。工法の違いにより周辺孔における振動速度に明瞭な差が認められ，スムースブラスティングの効果が確認された。AE計測の結果では（木梨ほか，1998），掘削面から2m以内にAEが集中した。とくにアーチ脚部にはAEが集中し，解析結果でせん断応力が集中する部分と対応している。AEの最大振幅値やエネルギーを比較するとスムースブラスティング工法の方がいずれも小さく，岩盤に与える影響が小さいことが示された。

③弾性波屈折法によると，健岩部に比べて速度が低下した部分は，いずれの工法とも0.3～0.5mの厚さであり，工法の差は認められなかった。しかし，速度の低下率は通常発破工法の方が大きく，工法依存性が認められた（図 3.5-46）。

④低圧ルジオン試験による透水試験の結果では，掘削前は10^{-8}～10^{-10} ms^{-1}オーダーの透水係数であったが，掘削後に10^{-8}～10^{-11} ms^{-1}となり，最大で1オーダー程度低下した。増加したのは，坑道壁面にもっとも近い区間であり，2倍以内の増加である。カナダのAECLで開発されたPac-ex（Packer-extensometer）による計測では，切羽進行に伴う間隙水圧と割れ目変位を捉えることができ，応力再配分と間隙水圧変化を同時に計測できることが確認された（図 3.5-47）。

⑤水質モニタリングによるREDOX調査によると，坑道壁面からの湧水には溶存酸素が6.5～9.5 ppm認められるが，坑壁から2mの位置では0.3 ppmまでに低下し，20mおよび300mの試錐孔においては溶存酸素濃度はいずれも0 ppmであった。

⑥個別剛体要素法およびクラックテンソルを導入した3次元有限要素法解析を行った。入力データとなるき裂の幾何学的な情報については，坑壁におけるき裂調査（スキャンライン調査），試錐孔やコアのき裂観察結果に基づき設定した。き裂の物性については，き裂面を対象とした垂直載荷試験やせん断試験の結果を用いた。解析の結果，き裂の分布や初期応力の情報など，事後解析の方が事前解析と比較してモデルに反映できる情報が増えたことにより，解析値が実測値に近づいた。しかし，局所的な変位やひずみの変化を正確に表現されていないため，今後のモデル化手法の改良の必要性が認められた（図 3.5-48）。

550mレベルと250mレベル坑道で行った掘削影響試験の結果を比較すると（主要な割れ目の卓越方向と平行にスムースブラスティング工法で掘削するという同一の条件下においては），数値解析では塑性領域は発生せず，原位置の調査では坑壁から1mの範囲において一部割れ目の開口に伴って透水係数が増加する部分があるものの，最大で1オーダーの増加に収まっていることは同じである。ただし，250mレベル坑道では，応力集中による岩盤の損傷が観察された。これは550mレベル坑道では観察されなかった現象であり，深度の増加とともにより大きい地圧が作用し，掘削影響の

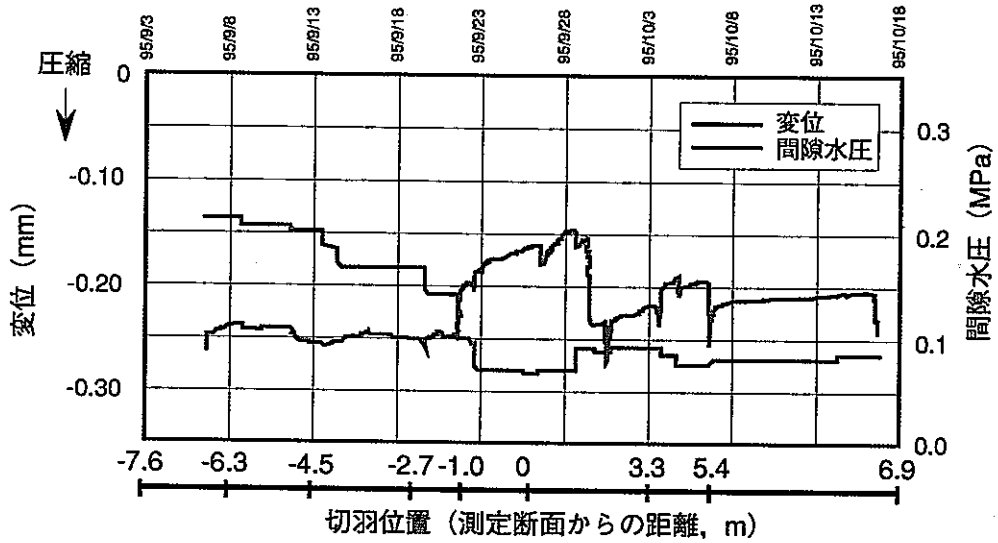
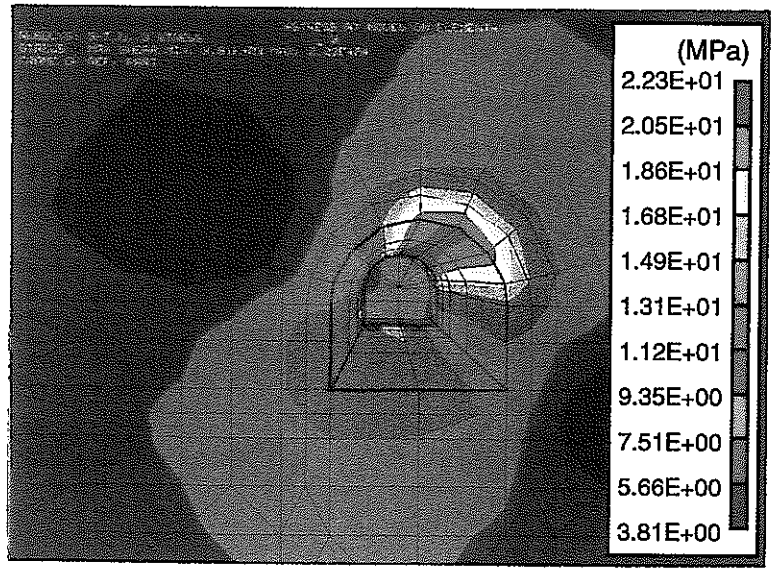
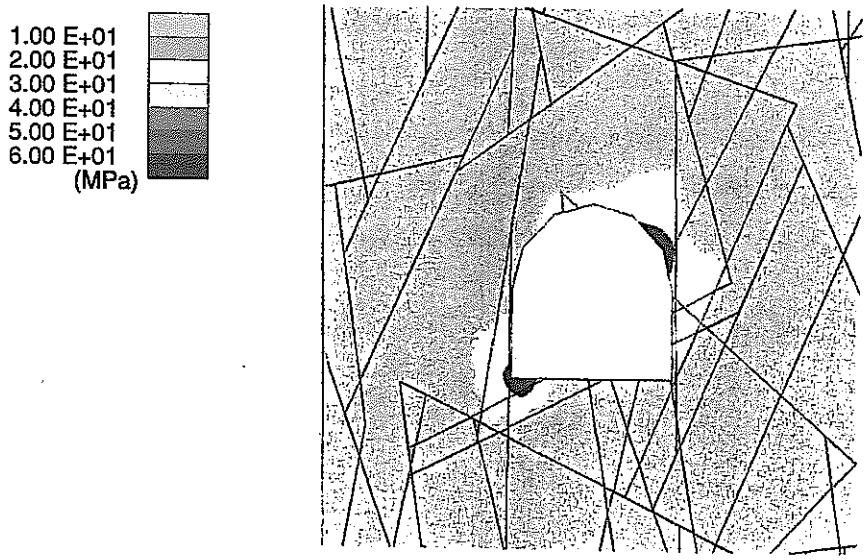


図 3.5-47 釜石鉱山におけるPac-exの計測結果



a) クラックテンソル理論による3次元FEM解析結果（せん断応力コンター）



b) 個別要素法による解析結果（せん断応力コンター）

図 3.5-48 坑道掘削の事後解析結果（釜石鉱山250mレベル坑道）

要因の中で影響度が増していることを示す。

3.5.4 まとめ

岩盤の熱的性質については，文献調査により得られたデータの一般的な性質について検討した結果，熱伝導率については岩種ごとの度数分布を把握した。比熱や線膨張率については，結晶質岩のデータについて，その頻度分布が把握された。

地温勾配については，日本全国の坑井データを収集し，度数分布を把握した。これによると，高地温勾配の地域は，火山や地熱地帯などに対応するため特定でき，これらを除く地域における地温勾配は2～5℃／100 m程度であることが示された。これは，日本列島の平均的な地温勾配が 3℃／100 m 程度という従来からの知見を支持する結果となった。

岩盤の力学的特性については，文献調査および東濃地域と釜石鉱山のデータをもとに，統計学的な検討および物性間の相関について検討した。これにより，岩種ごとの物性値の範囲，平均値や中央値などの統計量を把握することができたものの，その範囲は広く，岩種ごとの物性のばらつきを把握することの重要性が示唆された。また，従来より示唆されてきた物性間の相関関係との整合性が確認された。いずれの岩種・物性もデータの分布範囲が広く，深度依存性を見い出すことは困難であるが，新第三紀堆積岩では深度の増加とともに一軸圧縮強度などが増加する傾向が認められた。

初期応力については，文献調査の結果を取りまとめ，日本全国における初期応力の状態すなわち，鉛直応力，水平面内平均応力および側圧係数の深度分布を検討した。さらに，東濃地域と釜石鉱山の実測結果もあわせて示し，鉛直応力は単位体積重量の勾配で線形近似できること，水平面内平均応力と深度の関係も線形近似できること，および，側圧係数は浅部では大きな値を示し，深度の増加に伴い，深度500m程度より深くなると1より小さい値に近づくことが認められた。

東濃鉱山および釜石鉱山において掘削影響試験を実施し，掘削中の岩盤挙動や掘削前後の岩盤物性を計測した。その結果，掘削影響領域の発生の主たる要因として，割れ目の発生・進展，不飽和領域の発生および応力再配分の現象を抽出するとともに，これに伴い，変形係数，透水係数ならびに弾性波速度などの岩盤物性が変化する程度とその範囲を把握した（図 3.5-49）。また，岩盤に与える衝撃がより少ない工法を選択することにより，掘削影響領域の範囲が狭くなること，および健岩部からの変化の程度が小さくなることを確認した。さらに，既存の計測機器・手法の掘削影響領域を捉えるための適用性を明らかにした。

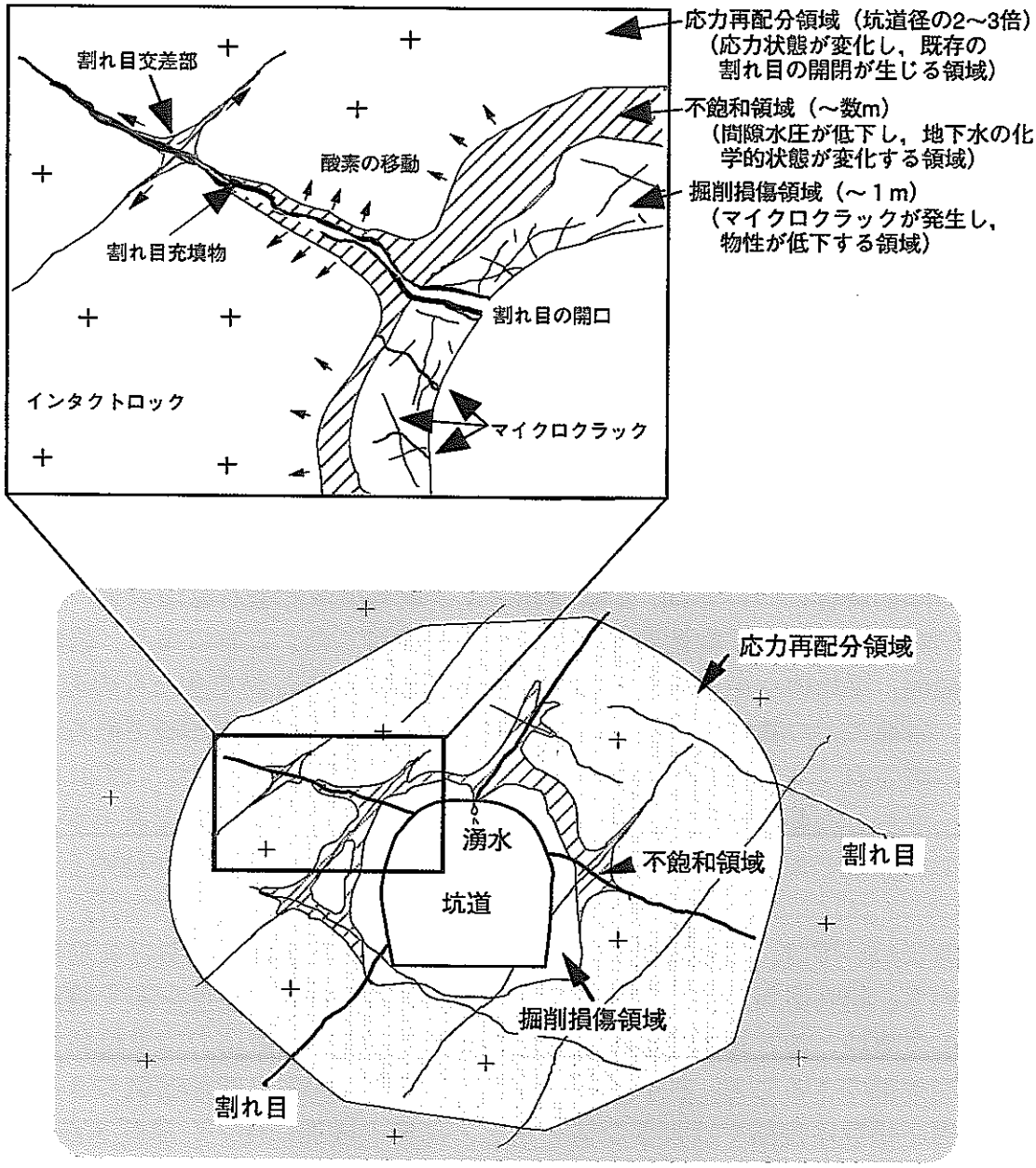


図 3.5-49 坑道周辺の掘削影響領域の概念図

地下の岩盤中に坑道などの空洞を掘削すると，き裂の発生・進展，応力状態の変化あるいは地下水の間隙水圧が変化する。この変化により，周辺岩盤の破壊特性や変形特性などの力学特性，透水係数などの水理特性あるいは地下水の酸化還元電位などの地球化学的特性が変化することが想定される。このような変化が生じる領域を「掘削影響領域」と呼ぶ。掘削影響領域は次の3つの領域の重ね合せと考えられる。

- 掘削損傷領域（マイクロクラックが発生し，物性が低下する領域）
- 応力再配分領域（応力状態が変化し，既存の割れ目の開閉が生じる領域）
- 不飽和領域（地下水の化学的状態が変化する領域）

参考文献

地質調査所（1991）：日本の地熱調査における坑井データ　その1　コア測定データ－物性，地質層序，年代，化学組成－，地質調査所報告，第271号.

Cristescu,N. and Hunsche,U. (1998)：Time Effects in Rock Mechanics, John Wiley & Sons, Chichester, UK.

Excavation Disturbed Zone Workshop (1996)：Designing the Excavation Disturbed Zone for a Nuclear Repository in Hard Rock, International Conference on Deep Geological Disposal of Radioactive Waste, Winnipeg, Manitoba Canada.

福田和寛（1990）：花崗岩中のトンネル掘削に伴う岩盤挙動と物性変化，第8回岩の力学国内シンポジウム，講演論文集，pp.231-236.

石田　毅，金川　忠，矢田　篤，田仲正弘（1991）：空洞掘削時の応力再配置に着目した岩盤ゆるみ域測定法の提案，第23回岩盤シンポジウム講演論文集，pp.227-231.

核燃料サイクル開発機構（1999）：釜石原位置試験総括報告書，サイクル機構技術報告書，JNC TN7410 99-001.

Kanagawa,T., Hibino,S., Ishida,T., Hayashi,M. and Kitahara,Y. (1986)：In Situ Stress Measurements in the Japanese Islands：Over-coring Results from a Multi-element Gauge Used at 23 Sites, Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abst. 23, pp.29-39.

喜多治之，木山　保，佐藤稔紀，石島洋二（1998）：稲田花崗岩と白浜砂岩の力学物性に及ぼす温度の影響，地盤工学会，岩の一軸および三軸圧縮試験方法検討委員会，岩の一軸および三軸圧縮試験の方法と結果の適用に関するシンポジウム，発表論文集，pp.143-150.

北野晃一，新　孝一，木下直人，奥野哲夫（1988）：高温下岩石の力学特性，熱特性および透水特性に関する文献調査，応用地質，29-3, pp.36-47.

菊地宏吉，藤枝　誠，岡　信彦，小林隆志（1984）：ダム基礎岩盤の耐圧性に関する地質工学的評価，応用地質学会特別号.

菊地　正，佐藤稔紀，杉原弘造，西垣　誠（1997）：坑道掘削に伴う間隙水圧の変化について，資源・素材学会1997年秋季大会，（D）資料，資源開発，p.250.

木梨秀雄，畑　浩二，松井裕哉，杉原弘造（1998）：AE計測を利用した坑道掘削による影響領域について，第10回岩の力学国内シンポジウム講演論文集，pp.611-61.

木下直人，松井裕哉，菊地　正，堀田政國（1998）：坑道近傍における発破振動特性の計測，第10回岩の力学国内シンポジウム講演論文集，pp.755-760.

工業火薬協会（1976）：発破ハンドブック，山海堂.

桑原啓三（1984）：岩石の圧縮強度とせん断強度による分類の試み，応用地質学会特別号.

Matsui,H., Sato,T., Sugihara,K. and Nakamura,N. (1997)：Comparizon of the results of stress measurements determined by various methods at the Kamaishi mine, Proc. of the International Symposium on Rock Stress, 95-100.

松井裕哉，杉原弘造，佐藤稔紀，吉岡尚也（1992）：堆積岩地山における坑道周りの力学的・水理学的な特性変化，動燃事業団技術報告書，PNC TN7410 92-046.

日本トンネル技術協会（1982）：トンネル掘削によるゆるみ領域の調査報告書.

日本材料学会（1993）：岩の力学　基礎から応用まで，丸善，357-361.

OECD/NEA Workshop (1989)：Excavation Response in Deep Radioactive Waste Repositories ; Implications for Engineering Design and Safety Performance, Winnipeg, OECD, Paris.

大石清隆，佐藤稔紀，杉原弘造（1994）：東濃鉱山周辺地域の岩盤応力測定，動燃技報，No.92-14，104-111.

大久保泰邦（1993）：日本列島の温度勾配図，日本地熱学会誌，15-1，pp.1-21.

大久保誠介（1991）：岩石のクリープ，資源と素材，107，pp.245-252.

Read, R. S. (1996)：Characterizing Excavation Damage in Highly-Stressed Granite at AECL's Underground Research Laboratory, Proc. of the Excavation Disturbed ZoneWorkshop, Int. Conference on Deep Geological Disposal of Radioactive Waste, Winnipeg, Canada, pp.35-46.

斎藤敏明，石田　毅，寺田　孚，田中　豊（1988）：実測結果に基づくわが国の地下岩盤内の初期地圧状態の検討，土木学会論文集，394，pp.71-78.

桜井春輔(1983)：トンネル掘削に伴うゆるみ領域の研究，トンネルと地下，14，pp.35-41.

佐藤稔紀，石丸恒存，杉原弘造，清水和彦（1992a）：文献調査による我が国の岩石の物理的特性に関するデータの収集，動燃事業団技術報告書，PNC TN7410 92-018.

佐藤稔紀，松井裕哉，杉原弘造，吉岡尚也（1992b）：立坑掘削影響試験－地中変位計測に基づく掘削影響評価－，動燃事業団技術報告書，PNC TN7410 92-051.

佐藤稔紀，松井裕哉，杉原弘造（1998）：深地層を対象とした力学的調査の現状－複数の手法を用いた初期応力測定について－，原子力バックエンド研究，4，pp.83-89.

Sato,T., Kikuchi,T. and Sugihara,K. (1999)：*In-situ* experiment on excavation disturbed zone induced by mechanical excavation in Neogene sedimentary rocks at Tono mine, central Japan, Engineering Geology. (in press)

Sato,T., Matsui,H., Kikuchi,T., Sugihara,K. and Okubo,S. (1998)：Seismic Velocity Structure of EDZ around the Drifts at the Kamaishi and Tono Mines in Japan, Sci. Basis Nucl. Waste Manag. XXI, pp.813-820.

Sato,T., Sugihara,K. and Matsui,H. (1995)：Geoscientific Study at the Tono Mine and the Kamaishi Mine in Japan, Proc. of 8th ISRM Congress, pp.47-51.

杉原弘造，亀村勝美，二宮康郎（1998）：堆積軟岩での発破による掘削影響の現場計測に基づく検討，土木学会論文集 No.589／Ⅲ-42，pp.239-251.

Sugihara,K., Matsui,H., Ishijima,F. and Sato,T. (1996)：Study on excavation disturbance in the Kamaishi Mine, Japan, Proc. of the Excavation Disturbed Zone Workshop, Int. Conference on Deep Geological Disposal of Radioactive Waste, Winnipeg, Canada, pp.15-24.

Sugihara,K., Yoshioka,H., Matsui,H. and Sato,T. (1993)：Preliminary results of a study on the responses of sedimentary rocks to shaft excavation, Engineering Geology, 35, pp.223-228.

渡辺浩平，星野一男，宮本武司，釜井俊孝 (1992)：房総半島地下深部における地盤物性，第27回土質工学研究発表会，pp.1223-1224.

山本卓也，菊地正，佐藤稔紀，杉原弘造（1998）：工法の違いによる掘削影響の現場測定，第10回岩の力学国内シンポジウム講演論文集，pp.791-796.

山下　秀，杉本文男，山内　優，森　聡，デンベレル　ナムスライ（1997）：軟岩の圧縮クリープ過程と微視的構造の変化－岩石のクリープ破壊機構に関する研究（その1）－，資源と素材，113, pp.817-824.

山内　優，山崎貴博，山下　秀，杉本文男（1998）：軟岩の圧縮クリープ過程と一軸圧縮破壊過程の関連性－岩石のクリープ破壊機構に関する研究（その2）－，資源と素材，114, pp.163-168.

矢野雄策，大久保泰邦，渋谷明貫（1994）：坑井データに基づく日本列島温度勾配分布図，物理探査学会第91回（平成6年度）学術講演会講演論文集，pp.153-156.

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（1999）：坑井データによる日本列島の地温勾配分布図.

吉岡尚也，杉原弘造（1992）：立坑掘削に伴う応力再配分とその数値解析．第24回岩盤力学シンポジウム講演論文集，pp.356-360.

3.6 岩盤中の物質移動特性

岩盤中の物質移動は天然バリアとしての地質環境の機能に直結するものである。すなわち，かりに人工バリアから放射性核種が漏出した場合においても，地下水によって岩盤中を運ばれる過程で，放射性核種は岩石や鉱物などとの相互作用により，遅延あるいは分散･希釈されることが期待される（例えば，McKinley and Hadermann, 1985；Chapman and McKinley，1987）。

本節では，岩盤中における物質移動特性について，東濃鉱山および釜石鉱山において，これまでに進めてきた調査・研究の成果を示す。

3.6.1 岩盤中の物質移動に関する調査・解析事例

1) 東濃地域における物質移動調査・解析

東濃ウラン鉱床は，基盤をなす花崗岩体から溶脱した天然ウランが酸化性の地下水によって難透水層と基盤に挟まれた堆積岩中を移動し，還元環境下において移行経路沿いの鉱物表面へ収着，沈殿あるいは鉱物化することによって形成され（Katayama et al.，1974），現在まで保持されてきたと考えられている（Yusa et al.，1993；Seo and Yoshida，1994；Yoshida，1994）。すなわち，東濃ウラン鉱床の形成は岩盤中における物質の移動・遅延の実例と見なすことができる。また，東濃地域に分布する新第三紀堆積岩類は日本に広く分布する地層であり，東濃地域における物質移動の実例は地層中で一般的に生じ得る現象として考えることができる。

これまでに，東濃ウラン鉱床を対象とした物質移動に関するナチュラルアナログ研究として，東濃鉱山（図 3.6-1）およびその周辺地域における試錐孔を利用した地質学的，水理地質学的および地下水の地球化学的調査，採取した岩石試料を用いた室内調査・試験などを実施し，新第三紀堆積岩中における物質の微視的移行経路と，その場における物質の移動・遅延現象，および基盤花崗岩の割れ目近傍における物質の移動・遅延現象について把握した。以下にそれらの研究成果について述べる。

(1) 岩盤中の微視的移行経路

堆積岩中の天然ウランの移行経路の種類とその構造を把握するために，東濃鉱山から採取した天然ウランの濃集した岩石試料（図 3.6-2）を用いて，SEM（走査型電子顕微鏡）による岩石の表面構造の観察，低粘性レジンを用いた間隙構造の染色を行い，αーオートラジオグラフおよびEPMA（電子プローブマイクロアナライザー）による間隙の分布と天然ウランの分布との相関について調査を行った。さらに，確認された間隙が天然ウランの移行に寄与していたか否かを確認するために，間隙周辺において放射線（α線）損傷によって生じるカソードルミネッセンスの調査も実施した。

SEM観察の結果，堆積岩中において0.1～10μmサイズの①鉱物粒子中の微小割れ

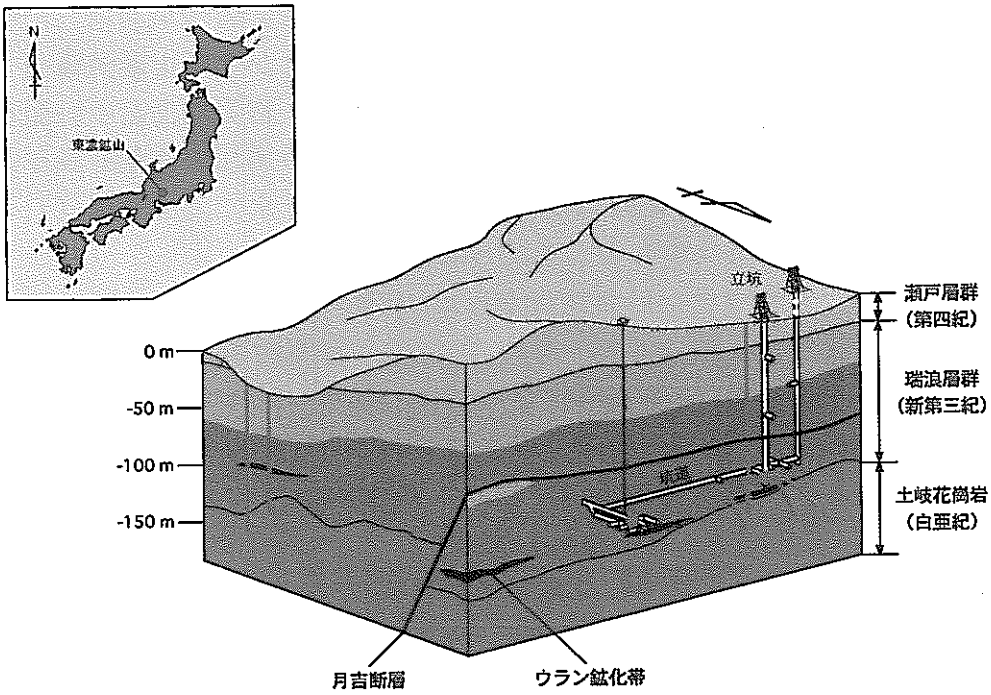


図 3.6-1 東濃鉱山および周辺地域の地質概要と研究実施地点

東濃鉱山坑道内および地表から掘削した試錐孔（図中┃印）ならびに坑道内（図中●印）において，岩石および地下水試料などを採取し，岩盤中の物質移動現象を把握するための調査・研究を実施した。

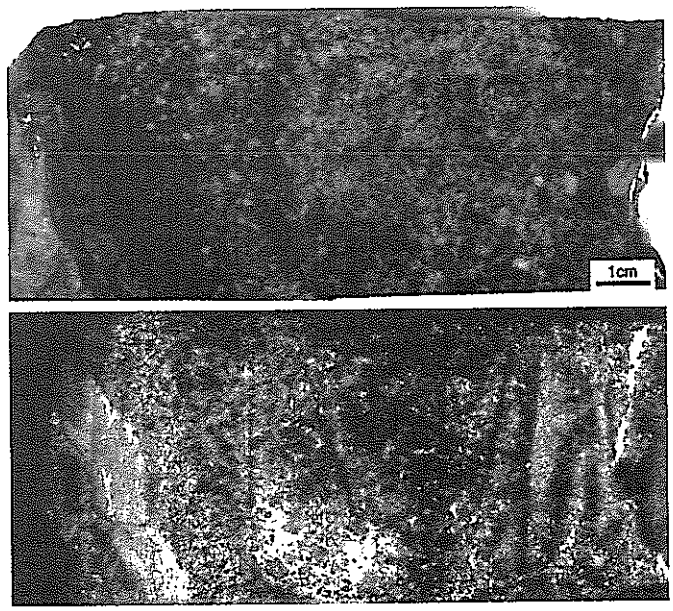


図 3.6-2 堆積岩中における天然ウランの濃集

写真上）堆積岩試料の断面写真，写真下）ラジオラクソグラフ像

ラジオラクソグラフ像の白い部分が天然ウラン濃集部に対応しており，堆積岩中に天然ウランは不均質に分布していることが分かる。東濃鉱山からこのような堆積岩試料を採取し，各種の調査・研究に使用した。

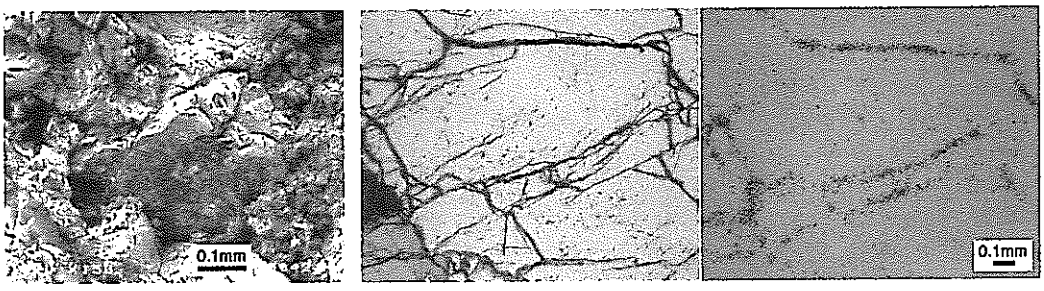
目（図 3.6-3a），②雲母鉱物のへき開（図 3.6-3b），③粘土鉱物が充填した基質中の間隙（図 3.6-3c）が三次元的に連結する間隙ネットワークが主要な間隙構造であることが確認された（Yoshida，1994；Yoshida et al.，1994a）。石英や長石中の微小割れ目および基質中の間隙には自形の方解石が晶出しており，いずれの間隙もレジンにより染色されたことから，①～③の間隙は明らかに現在の地下水によって運ばれる物質の移行経路としての役割を果たすものと考えられる。一方，α－オートラジオグラフおよびEPMAを用いた天然ウラン分布調査からは，前述の微視的移行経路に沿った天然ウランの分布が確認され（図 3.6-3a～c），さらに，石英粒子などの周縁部および粒子中の微小割れ目に沿って，α線損傷によって生じるカソードルミネッセンスが認められたことから，前述の3種類の間隙は過去においても天然ウランの移行経路として機能していたと考えられる。（Yoshida，1994；Yoshida et al.，1994b）。

堆積岩中の地下水流動と天然ウラン濃集との関係について把握するために，東濃鉱山における試錐孔を利用した水理学的調査，および堆積岩試料の岩石学的調査を実施した結果，天然ウラン濃集部の堆積岩の透水係数は非濃集部の堆積岩に比べて2～3オーダーも高いことが明らかになり，天然ウランは堆積岩中において前述のような微視的移行経路の発達した部分に選択的に濃集したと推定される（Yoshida et al.，1994a）。

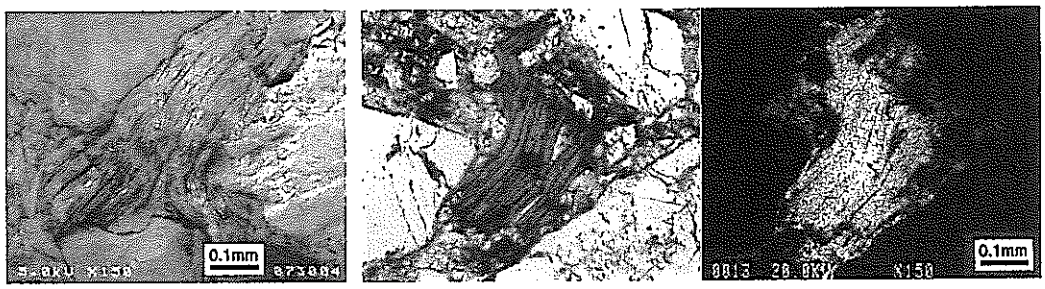
以上の内容をまとめると，地層中では主要構成鉱物に伴う微視的移行経路からなるネットワークが存在し，物質はその微視的移行経路に沿って移行あるいは濃集したりする。地層中における微視的移行経路の存在，あるいはその発達程度は，後述する物質と岩石との化学的相互作用による物質の化学的遅延とあわせて，地層中の物質移動を規制する一要因となっていると言える。

(2) 化学的遅延（収着／鉱物化）

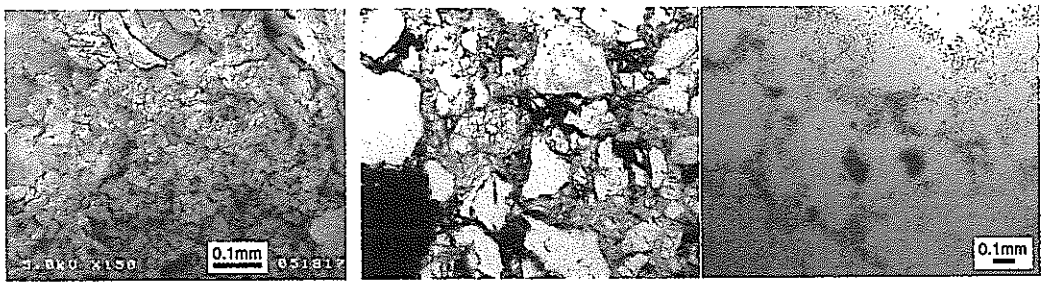
東濃ウラン鉱床を胚胎する堆積岩中では地下水流動は極めて遅く，物質はおもに拡散によって移動する（Yoshida et al.，1994b；Ota and Yoshida，1995）。このような地層中，さらに微視的に見れば，それぞれの移行経路に沿った物質移動の規制要因として，後述する物質と鉱物との化学的な相互作用が考えられる。とくに，収着や鉱物化などのプロセスは物質の化学的遅延メカニズムとして重要である（例えば，McKinley and Hadermann，1985）。この化学的遅延特性について把握することを目的に，東濃鉱山から採取した岩石試料およびその試料から分離した鉱物試料を対象に，ウラン溶液を用いたバッチ式収着試験，ならびにSEM，α－オートラジオグラフおよびEPMAなどを用いた岩石学的調査・分析を実施した。さらに，堆積岩中における天然ウランの長期的な移行・遅延挙動を明らかにするための，天然ウラン系列核種（^{238}U，^{234}U，^{230}Th）の放射平衡・非平衡状態についての調査も併せて実施した。



a：鉱物粒子中の微小割れ目



b：雲母鉱物のへき開



c：粘土鉱物が充填した基質中の間隙

図 3.6-3 堆積岩中における物質の微視的移行経路

写真左）SEM像，写真中）偏光顕微鏡写真，
写真右）α-オートラジオグラフ像（a，c）／U-Mα特性X線像（b）

鉱物（写真は石英）粒子中の微小割れ目，雲母鉱物（写真は黒雲母）のへき開，基質中の間隙（いずれもSEM像の赤色矢印）は，その周囲に天然ウランの分布（α-オートラジオグラフ像の黒い点，U-Mα特性X線像の白い点）が認められることから，天然ウランの移行経路として機能していたと考えられる。

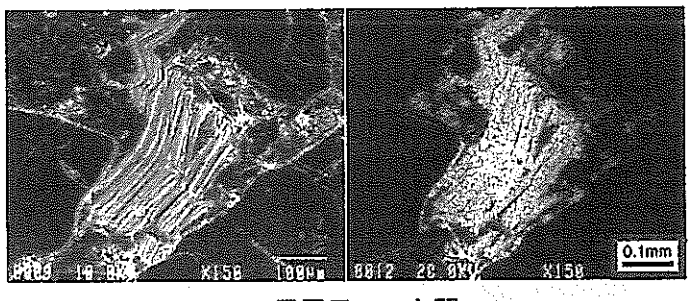
天然ウランの濃集した堆積岩試料と濃集していない堆積岩試料を用いた，^{233}U をトレーサーとしたバッチ式収着試験の結果，天然ウラン非濃集部の堆積岩は，濃集部の堆積岩に比べて収着能力が2オーダーも高いことが明らかとなった（Yoshida et al., 1994a）。この結果は，天然ウランが濃集していない堆積岩は，さらに天然ウランを収着し得ることを示し，一方，天然ウランが濃集した堆積岩は，天然ウランに対してほぼ飽和状態に達しており，天然ウランの収着（遅延）サイトが少なくなっているために，それ以上天然ウランを収着させることができないことを示唆している。

堆積岩中において天然ウランは前述の微視的移行経路に沿って，黒雲母のへき開部（図 3.6-4a），球顆状黄鉄鉱の周囲（図 3.6-4b），変質チタン鉄鉱の内部（図 3.6-4c），斜長石の変質部や炭質物の表面などに濃集している（Yamakawa, 1991；Yoshida et al., 1994a, c）。図 3.6-5 に示すように，これらの鉄含有鉱物や粘土鉱物，炭質物などは，還元環境下において非常に高いウラン収着能力を有していることが実験的にも確かめられいる（太田ほか，1994）。また，凝灰質砂岩よりも，より粘土質の凝灰質シルト岩の方が天然ウラン収着率が高く（図 3.6-5），雲母類や粘土鉱物などのウラン収着能力の高い鉱物の存在量が岩石のウラン収着能力を支配していると考えられる。参考として既往の研究では，粘土鉱物類（スメクタイト，イライト，カオリナイト），白雲母，緑泥石，沸石類，赤鉄鉱，針鉄鉱（鉄アモルファス）のウラン収着能力が高く，反対に，石英，長石，方解石，緑簾石，石膏のウラン収着能力が低いことが明らかにされており（Ames et al., 1983a, b；Berry et al., 1991, 1994；Ticknor, 1993, 1994），鉱物の比表面積がその大小の一因として考えられている。

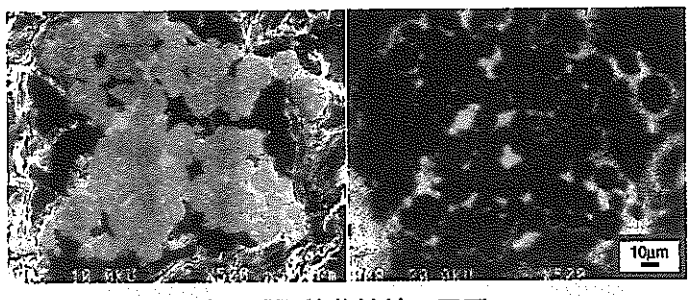
ここまでの内容をまとめると，岩盤中における物質の化学的遅延はその収着能力に支配されており，さらに，収着能力の大きな鉱物類などの存在量に影響を受けていると言える。収着サイトが特定の物質に占有されていなければ，岩盤の有する当該物質を遅延させる能力は一般的に高いと考えることができる。

一方，堆積岩中に濃集した天然ウランの長期的な移行挙動についてみると，天然ウラン系列核種の放射平衡・非平衡調査の結果から，堆積岩の構成鉱物中の天然ウラン系列核種は放射非平衡状態にある一方で，堆積岩全岩（約数 10cm サイズ）の天然ウラン系列核種は見かけ上，放射平衡状態を示す（図 3.6-6）。とくに，粘土鉱物や炭質物などにおいて選択的な ^{234}U の溶脱および濃集が顕著であるものの，堆積岩全岩としては放射平衡状態を保っていることから，ウラン鉱床を胚胎する地層は過去約数十万年間，還元状態が保たれるなど化学的に安定であったことが推測される（Yoshida et al., 1994a, b）。

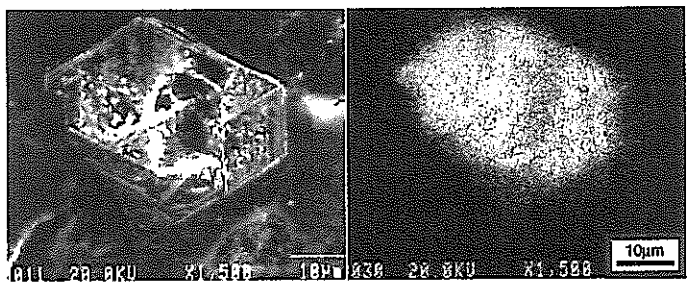
さらに，堆積岩中における天然ウランの遅延に関する他の事例として，ウラン鉱物（一次鉱物）の生成が確認されている。ウラン濃集部の堆積岩中には，極微量ではあ



a：黒雲母のへき開



b：球顆状黄鉄鉱の周囲



c：変質チタン鉄鉱の内部

図 3.6-4 堆積岩中の鉄含有鉱物に伴う天然ウランの濃集

写真左）SEM像，写真右）U-Mα特性X線像

東濃ウラン鉱床の堆積岩中の天然ウランは，黒雲母，黄鉄鉱，変質チタン鉄鉱などの鉄を含む鉱物に伴って濃集している（U-Mα特性X線像の白い部分）。

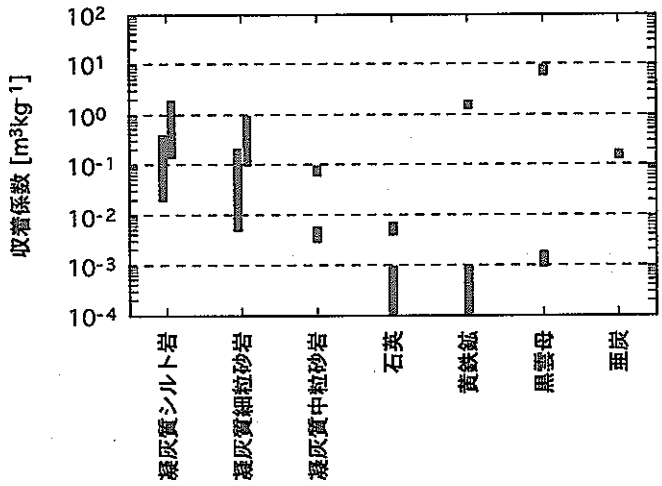


図 3.6-5 堆積岩類およびその構成鉱物のウラン収着能力

■：酸化条件下，■：還元条件下（バッチ式収着試験による収着係数）

東濃ウラン鉱床の堆積岩類を構成する黒雲母，黄鉄鉱，亜炭のウラン収着能力が高く，堆積岩類は粘土質になるほど天然ウランを収着させやすくなる。

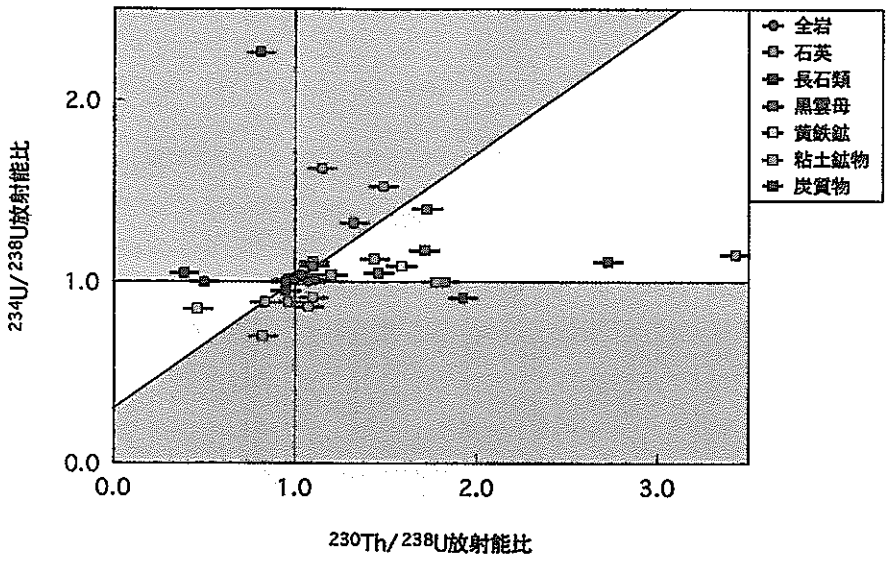


図 3.6-6 堆積岩における天然ウランの地球化学プロセス

東濃ウラン鉱床においては過去百数十万年間に，主要構成鉱物の間で天然ウランの濃集（ピンク色の領域）および溶脱（水色の領域）が生じているものの，堆積岩全体としては天然ウランは化学的に安定に保持されてきたことが推定される。

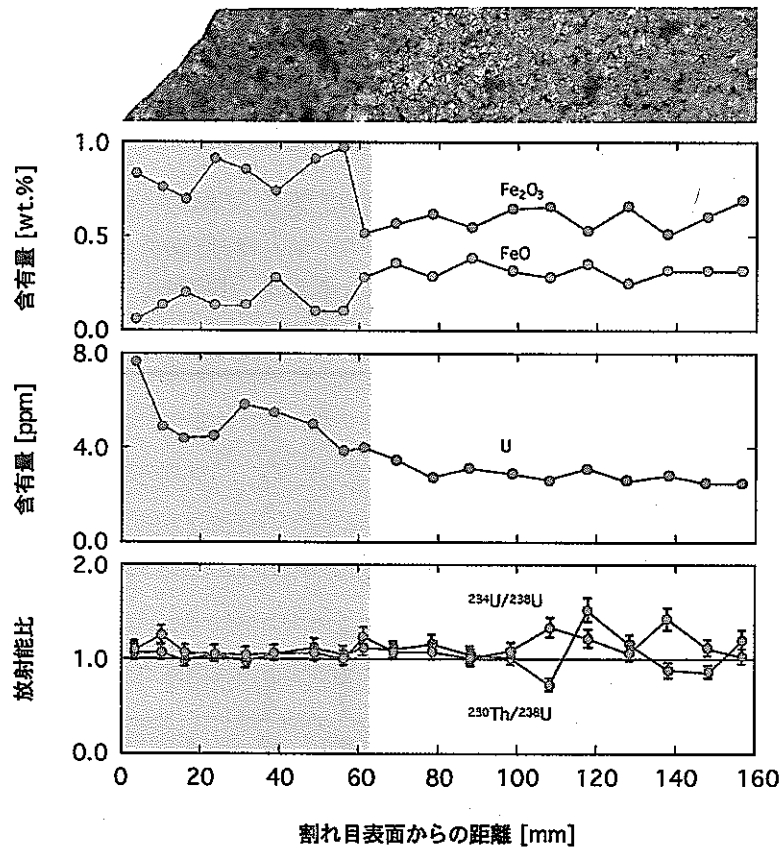


図 3.6-7 土岐花崗岩体中の高透水性割れ目近傍における
鉄および天然ウラン系列核種の分布プロファイル

写真）調査用岩石コア試料の断面写真

高透水性割れ目近傍の変質帯（図中▨領域）には鉄酸化鉱物あるいは水酸化鉄が濃集しており，天然ウラン系列核種は過去170万年間にわたり安定に保持されてきている。

るものの0.1～1μmのコフィン石が初生的なウラン鉱物として黒雲母のへき開に生成し，現在まで安定に保持されてきている（Yoshida，1994）。

以上の内容をまとめると，東濃ウラン鉱床では化学的に遅延（収着および鉱物化）された天然ウランは，地下水の動きが緩慢で還元性であるという水理学的・地球化学的環境が維持されたために，現在までの約1千万年間，堆積岩中に保持され続けてきたと考えられる（Yusa et al.，1993；Seo and Yoshida，1994；Yoshida，1994）。さらに，東濃ウラン鉱床を胚胎する堆積岩層は断層活動や隆起などの天然現象を被ってきたにもかかわらず，ウラン鉱床は長期的に安定な状態を保っている。言い換えれば，そのような地層は水理学的・地球化学的な環境が維持される限り，物質を長期にわたり保持する能力を有する可能性が非常に大きいということである（Yamakawa，1991；Yusa et al.，1993）。

(3) 化学的遅延（共沈）

東濃地域に基盤岩として分布する花崗岩体の中の高透水性割れ目近傍には，鉄酸化鉱物，あるいは水酸化鉄の沈着が幅数cmにわたって認められることがある。このような領域では岩盤が有する化学的緩衝能力によって，移行する物質の溶解度および移行速度が減じられるばかりではなく，酸化・還元フロントにおけるコロイドの形成などによってもマトリクス拡散などの物質移動現象は規制されるため（Alexander et al.，1990a），その物質移動・遅延現象を明らかにすることは，酸化・還元フロントが形成されるような環境下における核種移行現象のナチュラルアナログとなり得る。このため，岩石コア試料を用いて，化学分析，間隙構造調査，天然ウラン系列核種の放射平衡・非平衡調査などを実施し，割れ目表面から花崗岩内部に向けての化学組成の変化，移行経路の形態や天然ウランの地球化学プロセスについて調査を行った。

調査の結果，高透水性割れ目近傍の茶褐色の変質帯では，Fe^{3+}からなる鉄酸化鉱物および水酸化鉄が移行経路に沈殿・濃集しており，天然ウランは鉄酸化鉱物に伴って濃集（共沈）し放射平衡状態にあることが明らかになった（図 3.6-7）。また，変質帯の間隙率は変質していない母岩のそれよりも低く，地下水－岩石反応に伴って，移行経路沿いに鉄酸化鉱物が生成，あるいは水酸化鉄が沈着することによって間隙率が低くなったと考えられる。したがって，高透水性割れ目近傍の変質帯は，鉄酸化鉱物の生成による移行経路の狭窄により透水性が極めて低くなったと考えられ，これにより過去約百数十万年間，化学的に安定な状態を保ってきたと推測される（Hanamuro and Yoshida，1997）。

以上の事例は，高透水性割れ目の近傍における変質帯や酸化帯などは，共沈などによる物質の化学的遅延サイトとして機能しているばかりでなく，二次鉱物の生成に伴い物理的に物質移動を規制し，長期的に物質を保持する役割をも果たしていることを

示している。

(4) コロイドによる核種の移行

岩盤中において地下水中のコロイドは，3.4.3 項で述べたような地球化学的特性および大きな物質収着能力を有することから，物質移動を促進させる効果をもつ（例えば，Ryan and Gschwend，1990）。実際に地下水中のコロイドが天然ウラン系列核種の移動・遅延に与える影響の程度について把握するために，東濃鉱山の坑道内において掘削した試錐孔を利用して採取した地下水試料を対象に，コロイドの特性調査を実施した。採取した地下水は不活性ガス雰囲気下で濃縮および限外濾過を行い，コロイドを採取するとともに，天然ウランおよびトリウム，希土類元素などの濃度について分析を行った。

調査の結果，東濃ウラン鉱床における地下水中のコロイド濃度は20nmカットオフで1～1.5mg/lと極めて低く，コロイド粒子はおもに硫黄に富んだ粒子やケイ酸塩および炭酸塩鉱物粒子などであることが明らかになった（図 3.4-14）。また，コロイド粒子は天然ウランおよびトリウム，希土類元素を伴っていないという調査結果も得られた。したがって，東濃ウラン鉱床中の希薄な地下水においては，Miller et al.（1994）やDegueldre（1994）などに示されているように，コロイド表面への物質の収着とコロイドの凝集プロセスが起こりにくく，コロイドの存在が物質移動に与える影響は無視できると考えられる（Seo and Moulin，1995）。

2) 釜石鉱山における物質移動調査・解析

割れ目が卓越する結晶質岩中における物質の移動・遅延の場とその場で起きる現象について把握しモデル化することを目的に，釜石鉱山に分布する白亜紀花崗閃緑岩体を対象に，ナチュラルアナログ研究および原位置試験を中心に，室内調査・試験なども合わせた総合的な研究を実施した（核燃料サイクル開発機構，1999）。釜石鉱山に分布する花崗閃緑岩体は，第1章に述べたように，日本に広く分布する白亜紀花崗岩類の一つであり，釜石鉱山における物質移動の実例は岩盤中で一般的に生じ得る現象として考えることができる。以下に割れ目が卓越する結晶質岩中における物質の移動・遅延現象の実例について述べる。

(1) 岩盤中の微視的移行経路

割れ目が卓越するような結晶質岩などの岩盤中では，物質は割れ目表面から岩盤内部に滞留している，すなわち当該物質の濃度が相対的に低い間隙水中へと分子拡散（マトリクス拡散）することにより著しく遅延される（例えば，Neretnieks，1980；Nagra，1994）。マトリクス拡散が生じる場について微視的移行経路の分布およびその構造を把握するために，釜石鉱山に分布する花崗閃緑岩体中の高透水性割れ目を対象にした試験・調査を実施した。原位置試験は，高透水性割れ目およびその近傍岩盤

のマトリクス中に存在する間隙構造を物理的かつ化学的に擾乱させない手法として，高透水性割れ目への低粘性レジンの注入（Alexander et al.，1996；Frieg et al.，1998）および大孔径（Ø150～200mm）のオーバーコアリングによる試験サイトの開削により実施した。また，取得した岩石コア試料を用い，蛍光顕微鏡下における間隙構造調査を実施した。

原位置試験の結果から，高透水性割れ目を充填する鉱物層のうち，熱水変質を被った母岩との境界部付近に形成されている幅1～2mmの束沸石＋緑泥石層が，フローチャンネルとして機能していることが明らかになった（図 3.6-8）。この層と連結して，母岩マトリクス中には，①微小割れ目（図 3.6-9a），②鉱物粒界（図 3.6-9a），③へき開（図 3.6-9b），④粘土鉱物の濃集した多孔質部（図 3.6-9c）の4種類の間隙構造（10nm～0.1mm サイズ）から成る間隙ネットワークが広がっており，物質の移行経路として機能している（Ota et al.，1997）。また，束沸石＋緑泥石層は割れ目が再動した際のすべり面（鏡肌）となっており，一般に多孔質で，長さ5～10mm，幅0.1～1mm程度の開口部を含んでおり，物質移動に寄与していると考えられる多孔質部と開口部の割合は，割れ目面全体の40～50%程度である。

各間隙の頻度およびサイズは割れ目から離れるにしたがって減少し，とくに熱水変質母岩と未変質母岩との境界部（割れ目表面から10～100mm 程度）で大きく変化する（図 3.6-10）。また，未変質母岩中では鉱物粒界と10μm以下の微小割れ目が卓越するのに対して，変質母岩中では高透水性割れ目とほぼ平行に配列する微小割れ目の頻度とともにそのサイズも増加し，緑泥石や変質した角閃石のへき開や粘土鉱物濃集部などにも多くの間隙が認められる。さらに，高透水性割れ目近傍に分布する連結間隙ネットワークを三次元的に明視化した結果，高透水性割れ目から母岩内部に向かって間隙の連結性も次第に失われていくことが明らかになった（Ota et al.，1999）。このような間隙構造の変化は，熱水変質とその後の再動にともなう母岩の構造的変質の程度と調和的であり，透水性割れ目および変質母岩から未変質母岩内部に向けて物質移動・遅延に寄与する間隙の体積が大きく減少する，すなわち物理的に物質移動が起こり難くなることを示している。結晶質岩を対象とした他の研究事例（例えば，Alexander et al.，1990b；Heath et al.，1992）においても，高透水性割れ目近傍における構造的変質が認められており，この広がりによって物質移動・遅延が規制されていることが報告されている。

以上の調査結果を総合すると，数10cmスケールで岩盤中の高透水性割れ目を見た場合，物質移動・遅延を規制する構造的要素は，一般的にフローチャンネルを含む割れ目充填鉱物層とその両側の変質母岩であると考えられる。この構造的要素について，フローチャンネルの幅，割れ目方向の長さおよびその間隔，連結間隙ネットワークの広がり，卓越する間隙構造を考慮すると，図 3.6-11 に示されるように，割れ目

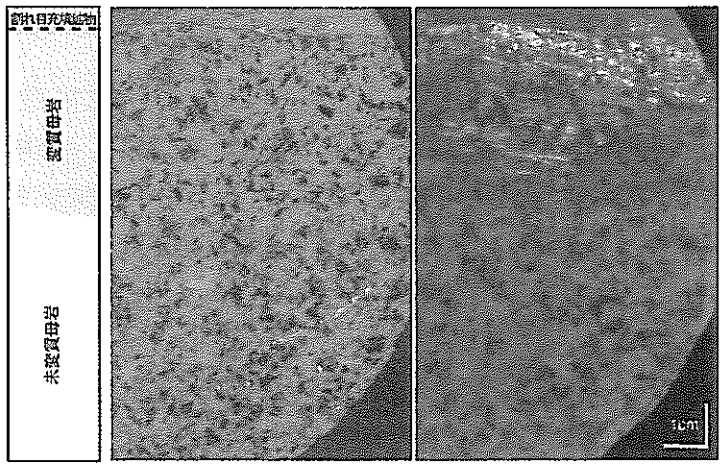
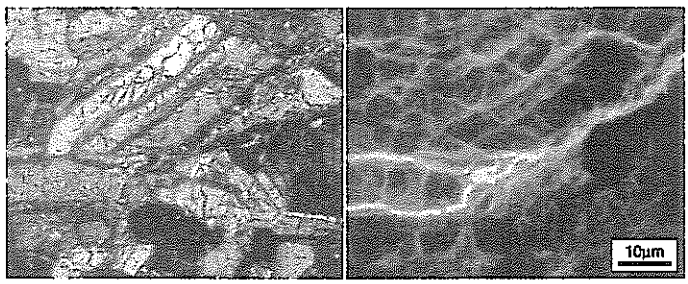
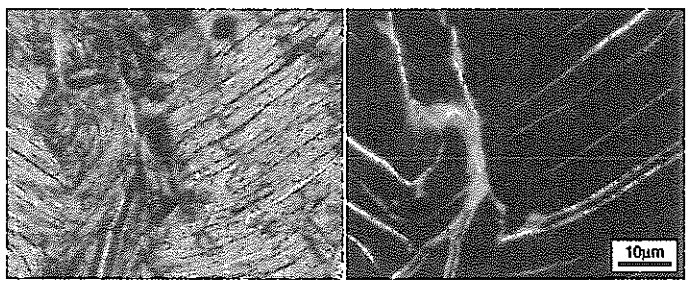


図 3.6-8 結晶質岩中の高透水性割れ目近傍における連結間隙ネットワーク

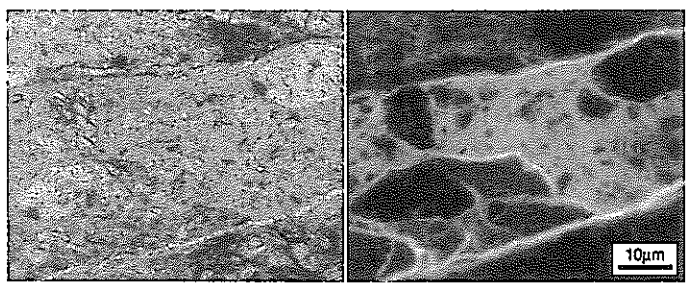
写真左）原位置レジン注入試験試料の断面写真，写真右）試料断面の蛍光発光写真
栗橋花崗閃緑岩中の高透水性割れ目近傍において，割れ目中のフローチャンネルとして機能している束沸石＋緑泥石層（写真左の赤色矢印）から母岩内部に向けて，連結間隙のネットワークが広がっている（写真右の白～黄色の部分）。



a：微小割れ目および鉱物粒界



b：へき開



c：粘土鉱物の濃集した多孔質部

図 3.6-9 結晶質岩中における物質の微視的移行経路

写真左）透過光顕微鏡写真，写真右）蛍光顕微鏡写真
栗橋花崗閃緑岩中の高透水性割れ目近傍において，微小割れ目および鉱物粒界（写真は石英と斜長石），へき開（写真は黒雲母），粘土鉱物濃集部の4種類の間隙構造（蛍光顕微鏡写真の黄色い部分）が物質の微視的移行経路として機能している。

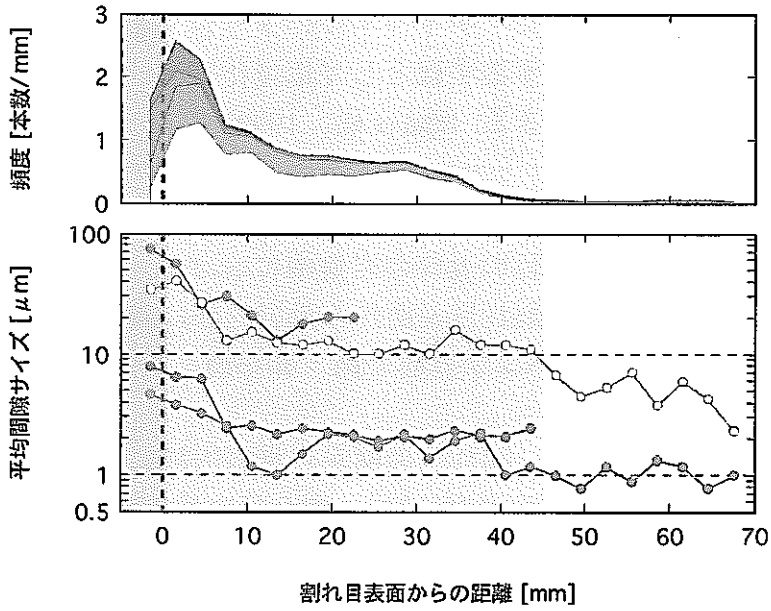


図 3.6-10 結晶質岩中の高透水性割れ目近傍における連結間隙の頻度とサイズ
：微小割れ目，□○：鉱物粒界，□○：へき開，□○：多孔質（粘土鉱物濃集）部
図 3.6-8 の原位置試験試料において，割れ目充填鉱物層（図中▒領域）および変質母岩（図中▒領域）中では微小割れ目および多孔質部，未変質母岩（図中□領域）中では鉱物粒界が卓越し，その頻度およびサイズは割れ目表面（図中…印）から離れるにしたがって減少する。

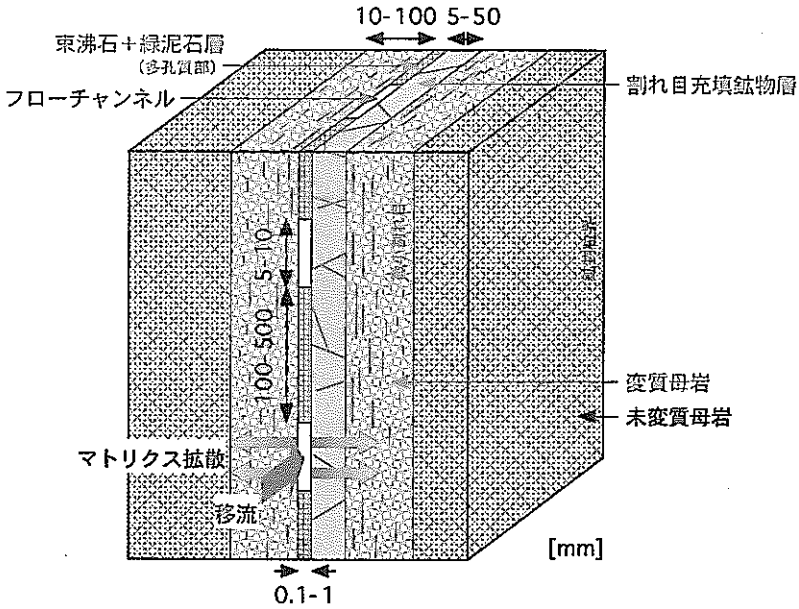


図 3.6-11 結晶質岩中の物質移行経路の概念モデル
栗橋花崗閃緑岩中の高透水性割れ目とその近傍の岩盤は，物質移動の観点から一定の厚さを持った割れ目充填鉱物層と変質母岩の2層の平板で単純化され，割れ目充填鉱物層中にはフローチャンネルがメッシュ状に広がる。フローチャンネルでは移流，割れ目充填鉱物層と変質母岩ではマトリクス拡散が生じる。

充填鉱物層は断面が長方形のフローチャンネルのメッシュを含む平板として，その両側の変質母岩は一定の厚さを有する平板として単純化でき，2層構造の物質移動場として概念モデル化することができる（Ota et al.，1999）。

(2) 物理的遅延（マトリクス拡散）

移流が卓越する高透水性割れ目の近傍の岩盤中における，物質のマトリクス拡散現象を直接的に確認するために，割れ目表面から母岩内部に向けて，天然ウラン系列核種（^{238}U，^{234}U，^{230}Th）の分布および放射平衡・非平衡プロファイルを取得した。

放射平衡・非平衡調査の結果，割れ目表面から母岩内部に向けて，天然トリウムはほぼ一定濃度のプロファイルを示すのに対し，割れ目充填鉱物の $^{234}U/^{238}U$ 比は1よりも大きく，かつ地下水のそれと一致しており，反対に $^{230}Th/^{234}U$ 比は1よりも小さいことから（図 3.6-12），割れ目充填鉱物中の天然ウラン（$^{234}U/^{238}U>1$）は地下水から供給されていると考えられる。また，調査プロファイルに沿った鉱物分布および鉄成分の含有量変化から，母岩マトリクスにおいて酸化・還元フロントの形成などの地球化学的な変化が生じたとは考え難く，割れ目充填鉱物中に保持された天然ウラン系列核種は，平衡状態に達する程の長い時間をかけて母岩内部に向けて拡散していると推測される（Ota et al.，1997, 1999）。さらに，割れ目近傍の変質した母岩中には緑泥石や変質斜長石中の絹雲母などの比較的ウラン収着能力の大きい鉱物（Ticknor，1993, 1994）が多く分布しており，天然ウランはこれらの鉱物との化学的相互作用を経つつ拡散していると考えられる。

全ての天然ウラン系列核種の分布についての調査結果をまとめると，釜石鉱山に分布する白亜紀花崗閃緑岩体における天然ウランのマトリクス拡散の深さは，少なくとも 10～100mm となる。この深さは，前述のように連結間隙ネットワークの分布，連結性，間隙率などの構造的特性および移行経路周辺の鉱物の収着特性によって規制されるものと考えられる。国外においても結晶質岩を対象に同様の研究が数多くなされ，結晶質岩中の高透水性割れ目近傍におけるマトリクス拡散の深さについて報告されている。それによると，マトリクス拡散の深さは透水性割れ目から少なくとも数 cm であり（例えば，Alexander et al.，1990b；Smellie et al.，1986；Mènager et al.，1994；Suksi et al.，1992），釜石原位置試験研究において得られた前述の値もそれに調和的である。

(3) 化学的遅延（収着）

移流が卓越するような高透水性割れ目中のフローチャンネルにおける物質移動・遅延特性を把握するために，非収着性のウラニンおよび塩化物イオン，弱～中収着性のストロンチウムおよびセシウムイオンを用い，2孔間の距離 0.25m のフローフィールドにおいて原位置コールドトレーサー試験を実施した。

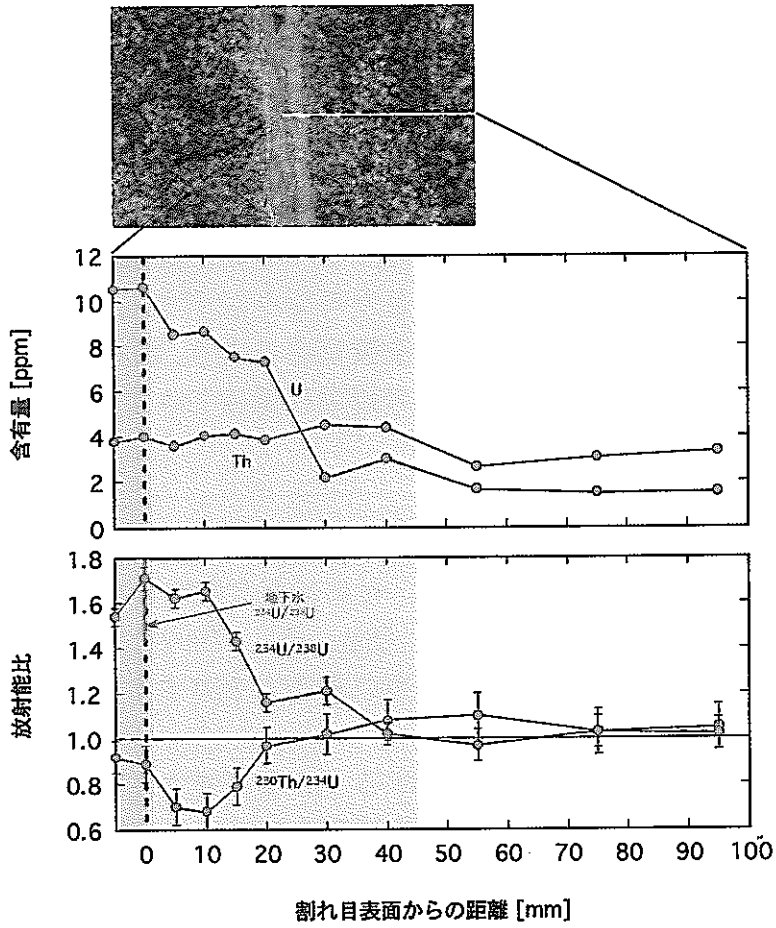


図 3.6-12 栗橋花崗閃緑岩体中の高透水性割れ目近傍における
天然ウラン系列核種の分布プロファイル

写真）坑道壁面における高透水性割れ目の写真（黄色い線は調査プロファイル）
地下水（図中—は$^{234}U/^{238}U$比の範囲を示す）から割れ目充填鉱物層（図中▒領域）に供給された天然ウランは，母岩内部に向けて移動（マトリクス拡散）していると考えられる。天然ウランのマトリクス拡散は概ね変質母岩（図中▒領域）と未変質母岩（図中□領域）の境界付近まで達している。

原位置コールドトレーサー試験の結果，2孔間の距離が短かいにも関わらず，非収着性のウラニンおよび塩化物イオンに比べ，弱～中収着性のストロンチウムおよびセシウムイオンはわずかではあるが遅延されたことが明らかになった（図 3.6-13a）。さらに，ストロンチウムおよびセシウムイオンのピーク濃度はウラニンおよび塩化物イオンに比べ3～4オーダーも低く，注入したストロンチウムおよびセシウムイオンとほぼ同量濃度のカルシウムおよびナトリウムイオンが破過した結果が得られた（図3.6-13b）。これはストロンチウムイオンとカルシウムイオン，およびセシウムイオンとナトリウムイオンとの速やかなイオン交換反応により，注入したストロンチウムおよびセシウムイオンがフローチャンネルの周囲に保持されたためと考えられる（Ota et al.，1999）。

また，割れ目充填鉱物は，高透水性割れ目周辺の変質部および未変質の母岩に比べ，ウラン，セシウム，ストロンチウム，セレンなどの物質を収着させる能力が高いことが室内試験により確かめられており（Sato et al.，1997），一般に雲母類や粘土鉱物などから成る割れ目充填鉱物は高い物質収着能力を有すると考えられる。

以上の結果をまとめると，移流が卓越するような高透水性割れ目においても，割れ目充填鉱物の有する収着能力や陽イオン交換能力によって，物質の移動は遅延される可能性があると言える。

3.6.2 まとめ

東濃ウラン鉱床および釜石鉱山におけるナチュラルアナログ研究や原位置試験研究の実施により，岩盤中において地下水によって運ばれる物質は，連結した間隙ネットワーク中を拡散し分散・希釈されていくばかりでなく，割れ目表面から岩盤中へのマトリクス拡散や岩石や鉱物などとの化学的相互作用によって，物理的および化学的に遅延されることが具体的に示された。とくに，物質が移行経路周辺の岩石・鉱物との化学反応を起こさずに割れ目中を移動するような場合においても，マトリクス拡散によって岩盤中の物質移動は著しく遅延されることとなる。

また，岩盤中において，鉱物粒界，鉱物粒子中の微小割れ目およびへき開，粘土鉱物の濃集した多孔質部などの微視的間隙からなるネットワークが存在し，それが物質移動の場となっていることが明らかになった。さらに，移行経路沿いに分布するそれぞれの鉱物は，移動する物質ごとに異なった化学的遅延特性を有し，物質の移動を遅延させるばかりでなく，東濃ウラン鉱床に代表されるように，化学的な環境条件が変化しない限り，長期にわたり物質を保持する能力を有することも明らかになった。

一方，コロイドによる物質移動については，東濃ウラン鉱床におけるナチュラルア

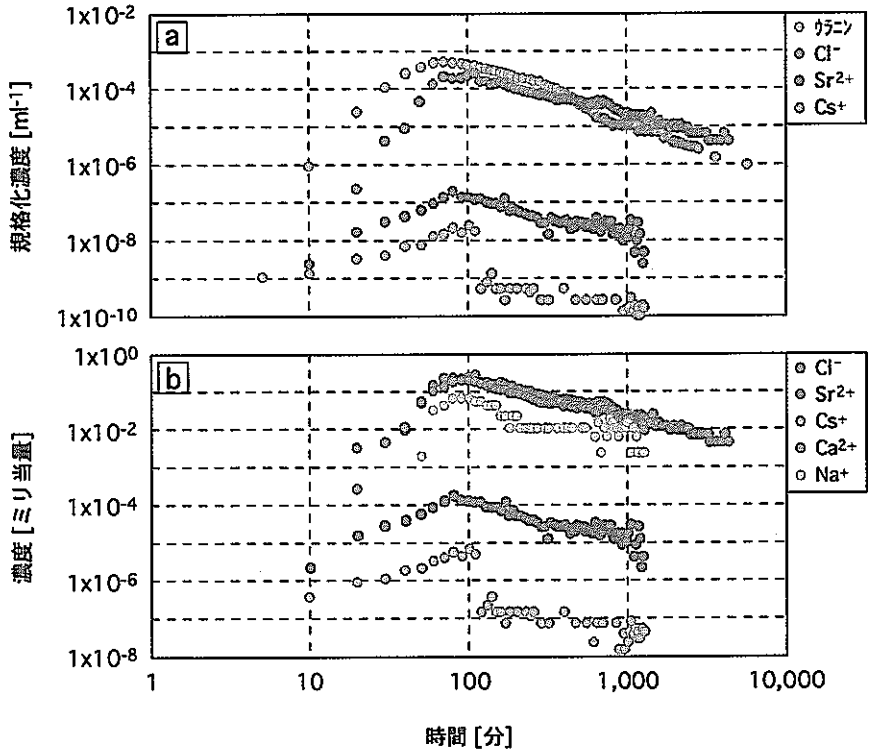


図 3.6-13 結晶質岩中の高透水性割れ目におけるコールドトレーサーの遅延

a：取得した破過曲線，b：破過にともなうCa^{2+}およびNa^{+}の回収曲線

栗橋花崗閃緑岩中の高透水性割れ目における原位置コールドトレーサー試験（孔間距離0.25 m）の結果，Sr^{2+}およびCs^{+}はSr^{2+}⇔Ca^{2+}，Cs^{+}⇔Na^{+}のイオン交換反応により割れ目充填鉱物層中に保持され，非収着性のウラニンとCl^{-}に比べてわずかに移行が遅延されている。このような移流が卓越する場においても物質の遅延が期待される。

ナログ研究により，コロイドが物質移動に与える影響は小さい実例が示された。

岩盤中における希釈および遅延といった物質移動現象は，その場の特性，すなわち移行経路の構造的および化学的特性による影響を強く受ける。しかしながら，第1章に述べたように，東濃ウラン鉱床および釜石鉱山に分布する岩盤は広く日本に分布するものであり，また，東濃ウラン鉱床および釜石鉱山における研究事例と併せて紹介した諸外国における研究事例でも明らかなように，その質移動現象は，基本的にはどのような岩盤中においても一般的に起きるものと考えられる。したがって，3.3 および3.4節で述べたような地下水流動特性および地下水の地球化学的特性を有するような一般的な深部地質環境中においては，移動する物質を希釈および遅延させる様々なプロセスが期待できる。

参考文献

Alexander,W.R., Frieg,B., Ota,K. and Bossart,P. (1996)：The RRP Project: Investigating radionuclide retardation in the host rock, Nagra Bulletin No.27, 43-55, Nagra, Wettingen, Switzerland.

Alexander,W.R., MacKenzie,A.B., Scott,R.D. and McKinley,I.G. (1990a)：Natural analogue studies in crystalline rock: The influence of water-bearing fractures on radionuclide immobilisation in a granitic repository, Nagra Tech. Rep. NTB 87-08, Nagra, Baden, Switzerland.

Alexander,W.R., McKinley,I.G., MacKenzie,A.B. and Scott,R.D. (1990b)：Verfication of matrix diffusion by means of natural decay series disequilibria in a profile across a water conducting fracture in granitic rock, Sci. Basis Nucl. Waste Manag. XIII, pp.567-576.

Ames,L.L., McGarrah,J.E. and Walker,B.A. (1983a)：Sorption of trace constituents from the aqueous solutions onto secondary minerals, I, Uranium, Clays Clay Miner. 31, pp.321-334.

Ames,L.L., McGarrah,J.E. and Walker,B.A. (1983b)：Sorption of uranium and radium by biotite, muscovite, and phlogopite, Clays Clay Miner. 31, pp.343-351.

Berry,J.A., Bishop,H.E., Cowper,M.M., Fozard,P.R., McMillan,J.W. and Mountfort,S.A. (1994)：The use of microanalytical techniques to measure the distribution of uranium and plutonium sorbed on rocks and minerals, Radiochim. Acta, 66/67, pp.243-250.

Berry,J.A., Cowper,M.M., Green,A., Jefferies,N.L. and Linklater,C.M. (1991)：Sorption of radionuclides on mineral surfaces, In: Proc. 3rd International Conference on Nuclear Fuel Reprocessing and Waste Management, 2, pp.988-993.

Chapman,N.A. and McKinley,I.G. (1987)：The Geological Disposal of Nuclear Waste, John Wiley & Sons, Chichester, UK.

Degueldre,C. (1994)：Colloid properties in groundwaters from crystalline formations, Nagra Tech. Rep. NTB 92-05, Nagra, Wettingen, Switzerland.

Frieg,B., Alexander,W.R., Dollinger,H., Bühler,C., Haag,P., Möri,A. and Ota,K. (1998)：In situ resin impregnation for investigating radionuclide retardation in fractured repository host rocks, J. Contam. Hydrol., 35, pp.115-130.

Hanamuro,T. and Yoshida,H. (1997)：An analogue of the oxidation process along a fracture in Toki granite, central Japan, In: 6th International Conference on the Chemistry and Migration Behavior of Actinides and Fission Products in the Geosphere. Abst. Migration'97, Sendai, Japan, 26-31 Oct. 1997, p.96.

Heath,M.J., Montoto,M., Rodriguez Rey,A., Ruiz de Argandoña,V.G. and Menendez,B. (1992)：Rock matrix diffusion as a mechanism of radionuclide retardation: A natural analogue study of El Berrocal granite, Spain, Radiochim. Acta, 58/59, pp.379-384.

核燃料サイクル開発機構（1999）：釜石原位置試験総括報告書，サイクル機構技術報告書，JNC TN7410 99-001.

Katayama,N., Kubo,K. and Hirono,S. (1974)：Genesis of uranium deposits of the Tono mine, Japan, In: Proc. IAEA-SH-183/11, pp.437-452.

McKinley,I.G. and Hadermann,J. (1985)：Radionuclide sorption database for Swiss safety assessment, Nagra Tech. Rep. NTB84-40, Nagra, Baden, Switzerland.

Mènager,M.T., Heath,M.J., Ivanovich,M., Montjotin,C., Barillon,R., Camp,J. and Hasler,S.E. (1994)：Uranium migration/retention processes in core profiles from El Berrocal (Spain) : implications for matrix diffusion in fractured granite, Radiochim. Acta, 66/67, pp.475-483.

Miller,W., Alexander,W.R., Chapman,N.A., McKinley,I.G. and Smellie,J.A.T. (1994)：Natural analogue studies in the geological disposal of radioactive wastes, Studies in Environmental Science 57, Elsevier, Amsterdam.

Nagra (1994)：Kristallin-1 Safety Assessment Report, Nagra Tech. Rep. NTB 93-22, Nagra, Wettingen, Switzerland.

Neretnieks,I. (1980)：Diffusion in the rock matrix : An important factor in radionuclide retardation?, J. Geophys. Res., 85, pp.4379-4397.

Ota,K., Amano,K., Sato,H., Shibutani,T. and Tachi,Y. (1997)：*In situ* matrix diffusion in fractured crystalline rock, Kamaishi *In Situ* Test Site, north-east Japan. *In:* Sixth International Conference on the Chemistry and Migration Behavior of Actinides and Fission Products in the Geosphere, Abst. Migration '97, Sendai, Japan, 26-31 Oct. 1997, pp.98-99.

Ota,K., Amano,K. and Ando,T. (1999)：Brief overview of *in situ* contaminant retardation in fractured crystalline rock at the Kamaishi *In Situ* Test Site, In: Proceedings of an International Workshop for the Kamaishi *In Situ* Experiments, Kamaishi, Japan, 24-25 August 1998. JNC Tech. Rep., JNC TN7400 99-007, JNC, Japan.

太田久仁雄，児玉京子，吉田英一（1994）：堆積岩中の物質移行に関する研究（IV）－岩石の収着能力とウランの収着メカニズムについて．日本原子力学会，1994 年春の年会予稿集，p.92.

Ota,K. and Yoshida,H. (1995)：Influence of microscopic heterogeneity on diffusion for sedimentary rocks, In: Geoval'94, Validation Through Model Testing. Proc. NEA/SKI Symposium, Paris, 11-14 Oct. 1994, pp.237-243, OECD, Paris.

Ryan,J.N. and Gschwend,P.M. (1990)：Colloid mobilization in two Atlantic Coastal Plain aquifers : Field studies, Water Resour. Res., 26, pp.307-322.

Sato,H., Shibutani,T., Tachi,Y., Ota,K., Amano,K. and Yui,M. (1997)：Diffusion behaviour of nuclides considering pathways in fractured crystalline rocks, PNC Tech. Rep. PNC TN8410 97-127, PNC, Tokai, Japan.

Seo,T. and Moulin,V. (1995)：Study of colloids in groundwater at the Tono uranium deposit, Japan, In: 5th International Conference on the Chemistry and Migration Behavior of Actinides and Fission Products in the Geosphere, Abst. Migration'95, Saint-Malo, France, 10-15 Oct. 1995, p.45.

Seo,T. and Yoshida,H. (1994) : Natural analogue studies of the Tono uranium deposit in Japan, In: von Maravic,H. and Smellie,J. (editors) Fifth CEC natural analogue working group meeting and Alligator Rivers analogue project (ARAP) final workshop - Proceedings of an international workshop held in Toledo, Spain, 5-9 October 1992, CEC Nuclear Science and Technology Series, EUR 15176, pp.126-138, CEC, Luxembourg.

Smellie,J.A.T., MacKenzie,A.B. and Scott,R.D. (1986) : An analogue validation study of natural radionuclide migration in crystalline rocks using uranium-series disequilibrium studies, Chem. Geol., 55, pp.233-254.

Suksi,J., Ruskeeniemi,T. and Rasilainen,K. (1992) : Matrix diffusion - Evidences from natural analogue studies at Palmottu in SW Finland, Radiochim. Acta, 58/59, pp.385-393.

Ticknor,K.V. (1993) : Actinide sorption by fracture-infilling minerals, Radiochim. Acta, 60, pp.33-42.

Ticknor,K.V. (1994) : Uranium sorption on geological materials, Radiochim. Acta, 64, pp.229-236.

Yamakawa,M. (1991) : Geochemical behaviour of natural uranium-series nuclides in the geological formation, In: Global Environment and Nuclear Energy, Proc. The 3rd International Symposium on Advanced Nuclear Energy Research, Mito, Japan, 13-15 March 1991, pp.150-158.

Yoshida,H. (1994) : Relation between U-series nuclide migration and microstructural properties of sedimentary rocks, Applied Geochemistry, 9, pp.479-490.

Yoshida,H., Yui,M. and Shibutani,T. (1994a) : Flow-path structure in relation to nuclide migration in sedimentary rocks : An approach with field investigations and experiments for uranium migration at Tono uranium deposit, central Japan, J. Nucl. Sci. Technol., 31, pp.803-812.

Yoshida,H., Kodama,K. and Ota,K. (1994b) : Role of microscopic flow-paths on nuclide migration in sedimentary rocks - A case study from the Tono uranium deposit, central Japan, Radiochim. Acta, 66/67, pp.505-511.

Yoshida,H., Seo,T., Nohara,T., Ota,K., Hama,K., Kodama,K. and Iwatsuki,T. (1994c) : Data compilation of geoscientific studies of Tono uranium deposits, central Japan, PNC Tech. Rep. PNC TN7410 94-015, PNC, Toki, Japan.

Yusa,Y., Ishimaru,K., Ota,K. and Umeda,K. (1993) : Geological and geochemical indicators of paleohydrogeology in Tono uranium deposits, Japan, In: Paleohydrogeological Methods and their Applications, Proc. NEA Workshop, Paris, 9-10 Nov. 1992, pp.117-146, OECD, Paris.

第IV章

地質環境調査技術

第IV章 地質環境調査技術

4.1 地質環境の調査と技術開発

前章までに述べてきたとおり，わが国における地層処分による安全確保の仕組みは，安定な地質環境を選定した上で，そこに多重バリアからなる適切な地層処分システムを構築することである。この安全確保の仕組みにおいて，処分場のサイト選定（本章では，処分予定地やその候補地などを包括する一般的な意味で「サイト」を用いる）のための地質環境の調査は，第II章で述べたような地質環境の長期安定性に関する予測的な評価ならびに第III章で述べた多重バリアシステムの設計や性能評価に必要な地質環境情報を取得することが目的となる。また，調査には，既存情報の収集・解析のための文献調査と新たな情報を取得するための現地調査があり，現地調査は大きく地上から行う調査と地下での調査に分けられる（図4.1-1）。

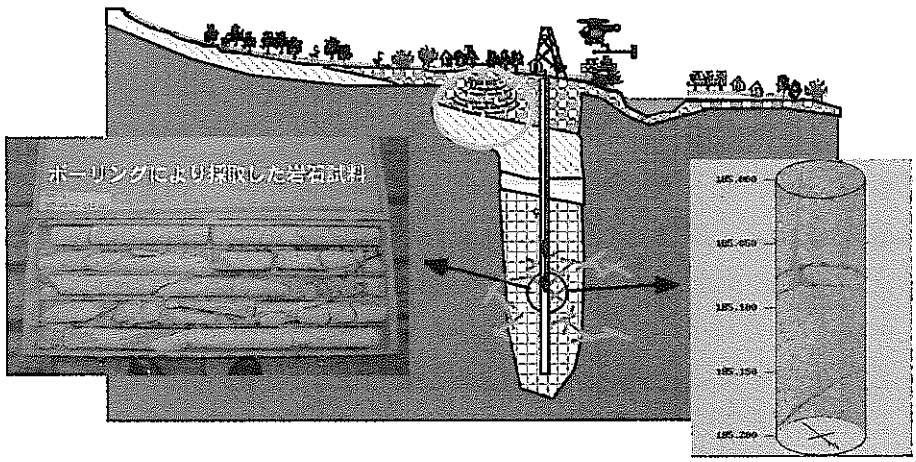
処分場のサイト選定は，2000年を目安に設立される実施主体によって，国が整備していく安全規制の枠組みに沿って，進められていくものである。したがって，実際の調査の内容や進め方は，現実にサイトが選定される状況や安全規制の手順に応じて，具体化されていく必要がある。その際には，政治的・社会的な観点からの検討もなされるが，技術的側面に限って大まかにとらえれば，主に文献調査によってサイトが選定され，現地調査によってその地質環境条件が評価されると言える。すなわち，まず既存の情報に基づき，地震・断層活動，火山・火成活動や地下資源などとの関係で，将来的にも安定と考え得るサイトが選定される。さらに，そのサイトでの現地調査によって，安定性についての確認がなされるとともに，多重バリアシステムにとって重要な岩盤および地下水のデータが取得される。多重バリアシステムの設計や性能評価において着目すべき岩盤や地下水の特性および取得されるべきデータ項目については，第III章に述べたとおりである。

第1次取りまとめにおいては，岩盤や地下水に関するデータを取得するための調査技術・機器に関する開発の現況を整理した。国はその内容を評価した上で，今後の課題として，地層処分にとって重要な地質環境条件にさらに焦点を当てて，調査・計測技術や機器の開発・改良を進め，信頼性の高いデータの充実を図る必要があることを指摘した。これを踏まえ，第1次取りまとめ以降は，東濃地域および釜石鉱山での地層科学研究を拡充することにより，地下深部の地質構造，地下水の流動特性と地球化学特性，岩盤の力学特性などに関するデータを取得するために必要な調査技術の開発・改良および適用性の確認を行ってきた。

4.1.1 地質環境の調査

総論第VI章「6.2 処分予定地選定に資するための技術的拠り所」では，サイト選定のプロセスを，①処分候補地の選定段階，②処分予定地の選定段階および③サイト特

性調査の段階の3つに区分し，その技術的な位置づけを検討するとともに，処分候補地の選定および処分予定地の選定に当って考慮すべき要件を整理した。各段階での調査の内容や前後の段階との関係などについては，今後，安全規制の枠組みが整備されるに伴って，具体的な検討がなされていくことになる。一般論的には，概略的な調査から詳細な調査（すなわち，文献調査から始まって，地上での地質調査や物理探査，試錐調査，地下坑道などを利用した調査）へと進展していくのが合理的である。ただし，実際に現地での調査を進める際には，文献調査で得られた情報に基づき具体的な調査計画が策定され，また，調査計画の各段階ごとに，事前解析などを通じて手法の最適化が図られる。その際には，例えば，一部の試錐調査を地表踏査や物理探査に先行させるなど，既存情報の充実度やサイトの特徴，あるいは社会的な制約などに応じた柔軟な対応が必要となる。



ボーリング孔内のTV画像

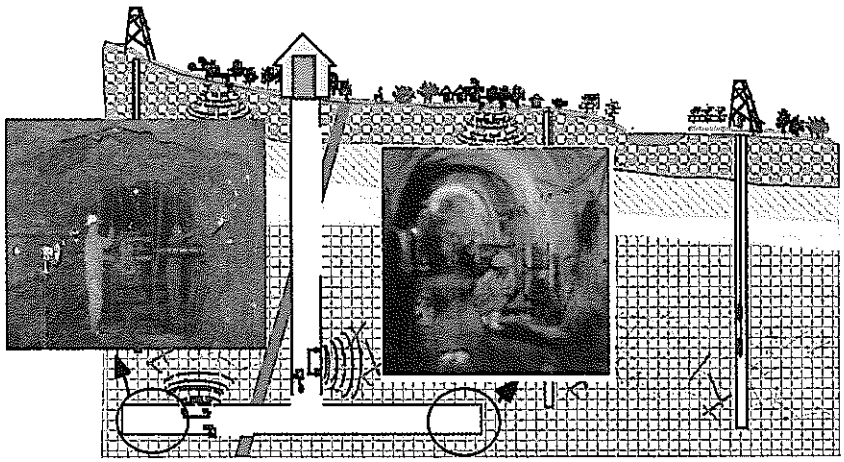


図 4.1-1 地上および地下での現地調査

本節では，地質環境の調査を，文献調査，地上からの調査および地下施設を利用した調査に分けて，その内容について検討する（表 4.1-1）。なお，文献調査は主に処分候補地の選定段階において，地上からの調査は処分予定地の選定段階から処分予定地でのサイト特性調査の段階にわたって，また，地下施設を利用した調査は，サイト特性調査の一環として実施されるものと考えられる。なお，最近における GPS の飛躍的な普及と高度化にみられるように，地質環境の調査に応用できる技術は日々進歩を遂げている。実際のサイトでの調査は，今後，実用化や高度化が図られてくる技術の導入も含めて，最適化されていく必要がある。

1) 文献調査

まず，文献調査によって，対象とする地域が処分候補地として適切かどうかの検討がなされる。とくに，地質環境の長期安定性との関係で，断層活動，火山活動，隆起・侵食による著しい影響を被る可能性のある地域でないことを確認して置くことが重要となる。そのため，以下のような項目について，関連する地球科学の分野における最新の知見やサイトおよびその周辺に関する情報を最大限に活用して，科学的・技術的な観点から十分な調査を行う必要がある。

－地震・断層活動：活断層の分布・活動履歴・影響の程度と範囲，地震活動など
－火山・火成活動：火山活動域の分布・活動履歴・影響の程度と範囲，地熱・温泉の分布など
－隆起・沈降・侵食：地域の隆起・沈降様式・速度，侵食速度，気温・降水量．海水準の変化，氷期の影響など
－岩盤の広がり：対象とする地層や岩体の規模・深度，大規模な構造線の分布など
－地下資源：鉱物資源・エネルギー資源の分布など

ただし，サイトによっては，既存の情報だけによって十分な検討を行うことが困難な場合も予想される。文献調査の段階では，その時点で得られる情報の限りにおいて，明らかに適性が劣ると判断されるサイトを除外することが肝要である。なお，サイトの岩盤や地下水の特性についても，既存の情報がある場合には，それらを活用して予察的な検討を行って置くことが望まれる。

2) 地上での調査

地上での調査としては，空中および地表からの物理探査，地表踏査および試錐調査などが実施される。これらの調査によって得られるサイトでの実際のデータに基づき，文献調査によって評価した項目についてさらに詳細な検討がなされる。とくに，地層処分システムの機能を損なう可能性のある天然現象について，最近の地質時代に発生または影響の痕跡がないこと，および将来，発生するような徴候のないことなどを確認して置くことが重要となる。また，この段階において，地下深部の岩盤や地下水についての実測データが取得され，地層処分システムを構築する場としてのサイトの適

表 4.1-1 サイト選定のプロセスと地質環境の調査（その１）

サイト選定のプロセス	処分候補地選定の段階	処分予定地選定の段階	サイト特性調査の段階
地質環境の調査	文献調査	地上からの調査／試錐調査	地下施設を利用した調査
主な目的	・地層処分の場として不適格な地質環境を除外する。	・主要な地質環境条件が地層処分にとって適切であることを確認する。	・サイトにおける詳細な地質環境条件を把握し，設計および安全評価に必要なデータを整備する。

項　目	処分予定地選定のための要件	必要な情報	情報を取得するための主な手段		
(1)地質環境の長期安定性			文献による確認 ・各天然現象による影響を被るような場所ではないことを文献調査により確認する。	現地調査による確認 ・各天然現象による影響を被らない場所であることを，現地調査により確認する。	
	◎地震・断層活動 －処分システムの所期の性能を損なうような岩盤の破断・破砕，変位などを被らないこと	・活断層の分布と活動履歴 ・断層活動による影響の程度／範囲	・活断層の分布図 ・地体構造分布図 ・その他論文など	・空中／地上物理探査 ・地表地質構造調査（トレンチ調査） ・試錐調査	・地震観測
	◎火山・火成活動 －処分システムの所期の性能を損なうような火山活動や熱・熱水などの影響を被らないこと	・火山の分布と活動履歴 ・火山活動による影響範囲	・火山分布図 ・地温勾配図 ・その他論文など	・空中／地上物理探査 ・地表地質調査 ・試錐調査	
	◎隆起・侵食作用 －処分システムの所期の性能を損なうような程度の隆起および侵食が生じないこと （気候・海水準変動の影響を考慮する）	・隆起・侵食の規模／速度	・隆起沈降図 ・侵食量分布図 ・その他論文など	・空中／地上物理探査 ・地形判読調査 ・地表地形解析 ・地表地質構造調査（トレンチ調査）	・ＧＰＳ観測 ・気象観測
	◎岩盤の広がり －対象となる地層／岩体の広がりと深さが適切であること	・砂礫層の分布／深度 ・構造線の分布	・地質／地質構造図幅 ・砂礫層の分布および深度に係わる文献	・試錐調査	
	◎地下資源 －有用な地下資源が存在しないこと	・地下資源の分布	・地下資源の分布および過去の鉱山活動に係わる文献	・試錐調査	

表 4.1-1 サイト選定のプロセスと地質環境の調査（その２）

サイト選定のプロセス			処分候補地選定の段階	処分予定地選定の段階	サイト特性調査の段階
地質環境の調査			文献調査	地上からの調査／試錐調査	地下施設を利用した調査
項　目	重要な地質環境条件	必要な情報	情報を取得するための主な手段		
(2)人工バリアの設置環境として重要な地質環境の特性			文献による予察調査 ・文献調査により予察的な情報の収集を行う。	現地調査による確認 ・人工バリアの設置環境や天然バリアとして適切な地質環境条件であることを確認する。	
	○地質構造 －適切な処分場のレイアウトが可能であること.	・地質／岩相分布 ・断層破砕帯の分布／性状 ・割れ目帯の分布／性状	・地質／地質構造図幅 ・活断層の分布図 ・空中写真 ・衛星写真 ・その他論文など	・空中／地上物理探査 ・リニアメント解析 ・地表地質調査 ・試錐孔を用いた地質構造調査 ・岩芯を用いた地質構造調査	・坑道における地質構造調査（割れ目／断層など） ・坑内試錐孔を用いた地質構造調査 ・岩芯を用いた地質構造調査 ・高精度の物理探査（ﾄﾓｸﾞﾗﾌｨ調査など）
	○地下水流動 －人工バリアの設置に適切な水理学的状態であること	・表層での水収支（涵養量） ・岩盤の透水性と空間分布 ・動水勾配の空間分布 ・間隙水圧の空間分布	・地形／水系図幅 ・気象関係資料 ・植生分布図 ・その他論文など	・表層水理観測 ・試錐孔を用いた水理試験／長期観測 ・室内水理試験	・坑道からの湧水量調査 ・坑内試錐孔を用いた水理試験／孔間透水試験 ・非収着性トレーサー試験
	○地球化学特性 －人工バリア材（化学的耐久性および核種の溶解度など）にとって適切な化学的状態であること	・地表水の水質 ・土壌／土壌水の化学組成 ・地下水の水質と空間分布 ・地下水の物理化学ﾊﾟﾗﾒｰﾀｰ ・岩石の鉱物化学	・土壌分布図 ・坑井資料 ・その他論文など	・試錐孔を用いた原位置測定（pH,Eh)／採水 ・地下水の化学分析／年代測定 ・岩芯を用いた岩石／鉱物学的調査	・坑内試錐孔を用いた原位置測定（pH,Eh)／採水 ・地下水の化学分析／年代測定 ・長期観測
	○岩盤力学・熱特性 －地下空洞の安定性が担保できる力学的状態にあること（建設・操業時） －人工バリアの温度が適切な範囲内に維持できること －建設・操業時の湿度環境が適切に維持できること	・初期応力の深度分布 ・岩盤物性（熱物性／力学物性） ・地温 ・坑道掘削影響領域	・歪み分布図 ・地温勾配図 ・その他論文など	・試錐孔を用いた初期応力測定 ・試錐孔を用いた物理検層 ・岩芯を用いた物性試験	・坑内試錐孔を用いた初期応力測定／物理検層 ・岩芯を用いた物性試験 ・岩盤変位／歪み計測 ・原位置載荷試験 ・高精度の物理探査（弾性波探査，ﾄﾓｸﾞﾗﾌｨ調査など） ・ＡＥ計測
(3)天然バリアとして重要な地質環境特性					
	○地質構造 －主要な物質移行経路から十分な距離が確保できること	((2)に含まれる)	((2)に含まれる)	((2)に含まれる)	((2)に含まれる)
	○地下水流動 －地下水の動きが十分に緩慢であること	〃	〃	〃	〃
	○地球化学特性 －核種の遅延に適切な化学的状態であること	〃	〃	〃	〃
	○物質移動特性 －核種の遅延（収着・拡散）効果が期待できること	・収着／拡散係数 ・マトリクス拡散幅		・岩芯を用いた収着試験／拡散試験	・原位置収着性トレーサー試験 ・マトリクス拡散調査（割れ目周辺の変質構造などの微視的観察）

性が具体的に検討され始めることになる。そのための調査の内容や手法については，サイトの地質構造，水理特性，地球化学特性，岩盤の熱・力学特性および物質移動に関する特性が，人工バリアの設置環境および天然バリアとして適切な状態にあることを検討する観点から，地質・地形的な特徴などを考慮して適切に設定される必要がある。

(1) 空中および地表からの調査

空中からの調査には，人工衛星を利用したリモートセンシングや航空機を用いた空中物理探査がある。これらの調査は，資源探査などの分野で従来より用いられているものであり，主に数10～数100 ㎢あるいはそれ以上の領域を対象に，大規模な断層破砕帯や地質の分布などを大局的に把握する上で効果的な調査である。また，地表部における水の分布状況などの推定にも活用できる。

地表からの調査では，数km～数10km四方程度の領域について，地表部の詳細な情報と地下深部までの概括的な情報を得ることが目的となる。地表踏査や地上物理探査などにより，空中からの調査では把握し難い比較的小規模な断層や割れ目および地層や岩体の分布・性状などが把握される。また，地表付近に存在する水の分析や表層での水収支の観測などが実施される。

空中および地表からの調査では，比較的広域を対象とした概査から，対象領域をより限定した精査へと移行しつつ，得られる情報の分解能が高められていく。また，これらの調査によって得られた情報をもとに，地下深部の情報を直接的に取得するための試錐調査が実施され，地表から地下深部までの地質構造などが総合的に解析されていく。

空中および地表からの調査や観測などによって，以下のような項目についての情報が取得される。

－サイトおよび周辺の概括的な地質構造（岩盤の規模，断層破砕帯の分布など）
－表層部の水収支（涵養量など）
－表層部の地球化学特性（地表水の水質，土壌・土壌水の化学組成など）
－表層部の岩盤の熱・力学特性（強度，熱伝導度などの物性値）

(2) 試錐調査

試錐調査では，地下深部の岩石や地下水を採取するとともに，試錐孔を利用した地下水調査や物理探査，力学試験などが実施され，地下施設の設計解析や安全評価などにも活用可能な定量的な情報が取得される。試錐調査は，空中および地表からの調査によって推定される大局的な地質構造や広域地下水流動系などを踏まえて，以下のような項目についての情報を効率的に取得する観点から，適切な場所で体系的に実施す

ることが重要である。
－地質構造（断層・割れ目帯，岩質など）
－地下水の流動特性（透水性，間隙水圧など）
－地下水の地球化学特性（水質，pH，Eh など）
－岩盤の熱・力学特性（初期応力，地温，岩盤の諸物性）
－物質の移行経路として重要な地質構造要素の物理的・化学的特徴

なお，試錐孔を利用した物理探査においては，断層や割れ目の分布などの詳細な地質構造を把握する手法として，複数孔間や地表との間でのトモグラフィー調査（弾性波や電磁波を利用）が有効な場合もある。また，地下水調査では，水圧や水質の時間的な変化や地下施設の建設による影響を評価するための長期観測も可能である。

3) 地下施設を利用した調査

地下施設の建設を伴う調査段階においては，地層処分システムの設計および安全評価に必要十分なデータが整備されることになる。地下坑道を利用することにより，坑道の壁面観察（割れ目の分布など）や坑道内での高精度の物理探査，トレーサーを用いた物質移行試験，岩盤の変位・変形や地下水の水質・水圧の長期観測などを実施することが可能となる。これにより，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評価に直接的に反映されるような，坑道周辺の岩盤および地下水についての詳細な情報が取得される。なお，地表からのボーリングによる地下水観測を継続して行うことにより，坑道掘削に伴う水圧の変化などを把握することも重要となる。

地下施設を利用した調査では，とくに，ニアフィールド岩盤の天然バリア機能に着目して，以下のような項目についての情報が取得される。
－物質の移行経路となる地質構造要素の詳細な分布，物理的・化学的性質
－岩盤の水理特性と地下水の流動状態
－地下水の地球化学特性，水質形成機構
－岩盤の熱・力学特性，坑道掘削による影響
－岩盤中での物質移動（間隙率，収着，マトリクス拡散など）

4.1.2 調査技術・機器の開発

地質環境の調査は，従来の土木工学などに比べて，①地下 1,000m 程度までの岩盤とそこに含まれる地下水を対象としている，②長期の評価に用いるため精度の高い情報が必要となる，などの特徴を有する。長期にわたる広域的な地下水の動きやこれを媒体とする核種の移行を評価するためには，岩盤の透水性や主要な移行経路となる断層・割れ目帯などの分布を精度良く把握する必要があり，調査技術としては，地下深部の難透水性岩盤を対象とした透水試験技術や精密な地質構造調査技術が開発要件となる。また，オーバーパックの腐食速度や核種の溶解速度などを評価する上では，

地下水の地球化学特性を把握することが重要であり，とくに地下深部での雰囲気を維持した状態での採水技術や原位置での酸化還元電位の測定技術などが開発要件となる。一方で，地下の岩盤や地下水を調査するための要素技術は，従来の土木工学や資源探査などで実用化されたものが多数あり，また，地球科学の進歩や地下空間利用の進展とも相まって，改良・高度化が図られている。地層処分の観点から地質環境を調査するに当って取得すべきデータ項目自体は，必ずしも地層処分に特有のものではなく，従来の産業や学術研究において調査の対象とされてきたものも多い。これらの既存の技術を適用し，あるいは，それを基盤技術として改良・高度化を施すことにより，地質環境の調査に活用していくことも可能である。地質環境調査技術・機器の開発に当っては，既存の技術の水準や動向を十分に把握し，また，地層処分の観点から必要となるデータの質や精度との関係を吟味した上で，開発要件を設定していくことが重要である。

以上を踏まえ，サイクル機構においては，深部地下水の流動特性と地球化学特性に関するデータを取得するための地下水調査機器の整備と，地下坑道周辺の詳細な地質構造や掘削影響領域の性状などを計測するための物理探査技術の高度化に重点を置いて，技術開発を進めてきた。また，これらの技術を既存の技術と組み合わせて，東濃地域（新第三紀堆積岩と花崗岩）や釜石鉱山（花崗岩）での調査試験に活用することを通じて，適用性の確認や複数の手法の比較検討などを行ってきた。

以下の節では，サイクル機構において開発・改良および適用試験を行ってきた技術・機器を中心に，地層処分にとって重要な地質環境の各特性を理解する目的で一般に適用可能と考えられる調査技術・機器の開発状況を整理する。

実際のサイトでの調査においては，東濃地域や釜石鉱山で用いた技術をそのまま適用するのではなく，そのサイトの条件に応じて手法の最適化や機器の改良を図っていくことが必要である。とくに，これまでの研究開発においては，崩壊性・膨潤性の岩盤や塩分濃度の高い地下水などを対象とした調査については，十分な経験を得ることができなかった。また，今後は，技術的な信頼性と併せて，実用性や経済性の観点からの改良（軽量化，簡素化など）も重要な開発要件となる。現在，サイクル機構では，超深地層研究所（岐阜県瑞浪市）などの深地層の研究施設の計画を通じて，実用化を目指した体系的な調査解析技術の整備を進めようとしており，とくに，サイト特性調査への反映を目指して，有効な技術やノウハウの蓄積を図っていく予定である。

4.2 重要な地質環境特性に関する調査手法

4.1節で述べたように，処分場のサイト選定のための地質環境の調査においては，地質環境の長期安定性を評価する観点から，地震・断層活動，火山・火成活動，隆起・侵食などの天然現象の活動履歴や影響を検討するための地質・地質構造学的な情報，ならびに人工バリアの設置環境および天然バリアとしての機能を評価する観点から，地質構造，地下水の流動，地下水の地球化学，岩盤の熱・力学および岩盤中での物質移動に関する情報を取得することが期待される。また，これらの情報を取得するための調査は，サイト選定のプロセスに応じて，一般的に文献調査から始まり，地上での調査，地下施設を利用した調査へと進むものと考えられる。

本節では，サイトの地質環境特性として重要な①地質・地質構造，②地下水の流動特性，③地下水の地球化学特性，④岩盤の熱・力学特性，⑤岩盤中の物質移動特性の各々について，地上での調査から地下施設を利用した調査に至るまでの一般的な調査の流れを，主な調査項目や調査手法との関係で示す。また，本節の最後に，調査種別毎の調査の流れに応じた代表的な調査手法とその適用範囲等を一括して整理した（表4.2-1）。

上記の地質環境の各特性および調査項目の地層処分における重要性については，本分冊第III章を参照頂きたい。なお，天然現象の変動規模や影響範囲などを追跡するための手法については本分冊第II章に，また，広域地下水流動や水質形成機構に関する解析評価手法，坑道掘削影響評価手法などについては本分冊第III章に，研究事例として記述した。

4.2.1 地質・地質構造に関する調査

地質・地質構造に関する調査は，対象領域における岩相の分布や断層，褶曲などの地質構造を把握し，地下水の水理特性，地球化学特性に関する調査，岩盤の熱・力学特性，および岩盤中の物質移動を把握する上で基本となる地質構造モデルを構築するための情報を提供する。また，必要に応じて地質環境の長期安定性を確認するためにも活用することができる。

そのための一般的な調査手順としては，数百 km^2 程度の広域を迅速に調査する概査から始まり，数 km 四方程度に地域を限定して詳細に調査する地上からの精査，試錐孔を利用した地下の直接調査，そして，地下施設を利用したより詳細な調査へと展開される。このような段階的な調査によって，各スケールの必要に応じた精度・分解能のデータが効率的に整備され，より実際に近い地質構造モデルの構築が可能になる。図 4.2-1 に調査の流れに対応した調査項目と調査手法を示す。

これら一連の調査を構成する各種調査手法の仕様は一般に可変であって，仕様次第

で得られるデータの精度・分解能，調査能率などの調査の特性が異なる。また，対象地域の地形や地質環境の違いにより，同じ調査仕様でも調査の特性は異なる。従って，実際の調査では，調査対象地域に合わせて，調査仕様の最適化を行う必要がある。これには，コンピュータシミュレーションによる調査仕様の評価が有効と考えられるが，既知情報の質・量の差がシミュレーションの質の違いとなって現れる点に留意する必要がある。そのため，例えば空中や地上からの概査を計画する際に，文献調査でシミュレーションに十分な情報を得ることが出来ない場合には，試錐調査を一部先行させるといった方策が必要になることも考えられる。つまり，地域の環境や既知情報に応じて調査の流れを組み替えていくことも必要となる。

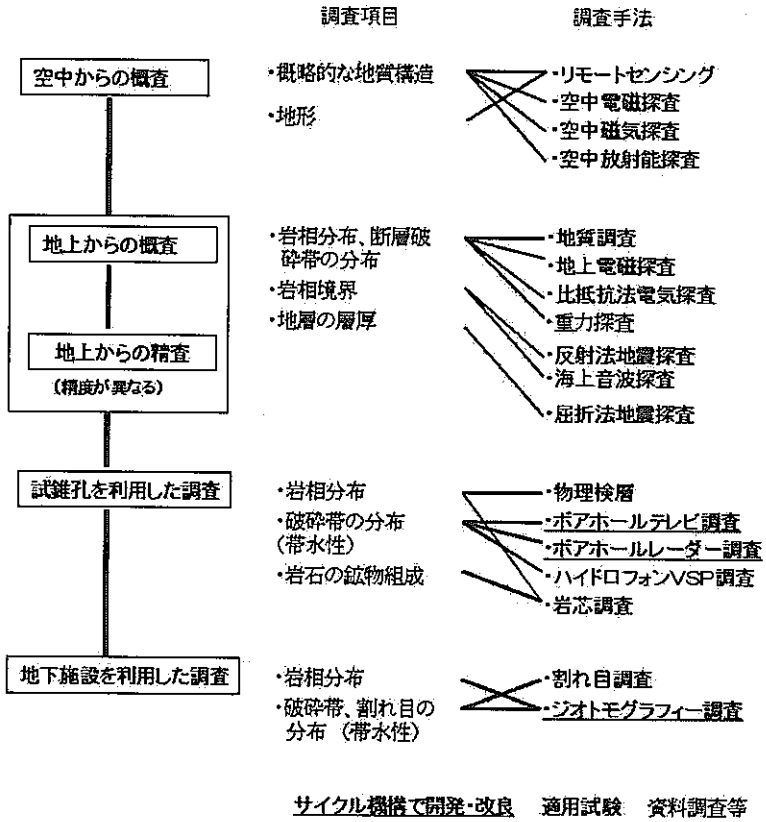


図 4.2-1 地質・地質構造に関する調査の流れと調査手法

空中からの概査の段階は，広域の地下水流動を把握する上で必要な概略的な地質構造と地形に関する情報の収集を目的とする。地質構造についてはリモートセンシング，空中電磁探査，空中磁気探査，空中放射能探査が，地形についてはリモートセンシングが代表的な調査手法である。

地上からの調査は概査と精査の段階に区分される。概査では，地質構造モデルを構築するために岩相分布や地層境界面の広がりの把握を，精査では，水理地質構造モデルを構築するために地下深部の地下水が地表に達する水みちとなり得る割れ目や堆積層中の堆積構造に関する情報を得ることを目的とする。これらの目的のためには概

査と精査は調査精度が異なるものの，いずれも断層・岩相分布，地層境界，および地層の層厚のデータを取得するための調査を行う。断層・岩相分布については地質調査，地上電磁探査，比抵抗法電気探査，重力探査が，地層境界については反射法地震探査，海上音波探査が，地層の層厚については屈折法地震探査が代表的な調査手法である。

このような調査をもとに，地質構造モデルが構築され，調査が進みデータが充実されるとともに地質構造モデルをより現実に近づくよう向上していく。

試錐孔を利用した調査では，地表から地下深部までの詳細かつ連続的な地下水や物質の移動経路となり得る岩相と構造の広がりに関する情報の取得を目的として，地上からの調査により構築された地質構造モデルを確認する上で地下の直接情報が必要と判断される地点に試錐孔を設置する。具体的には，岩相，破砕帯，割れ目（帯水性），岩石・鉱物組成のデータを取得するための調査を行う。岩相については岩芯調査，物理検層，ボアホールテレビ調査が，破砕帯・割れ目（帯水性）についてはボアホールテレビ調査，ボアホールレーダー調査，ハイドロフォンＶＳＰ調査が代表的な調査手法である。

地下施設を利用した調査で，構築された地質構造モデルの検証を目的とする。そのため，坑道周辺岩盤の岩相や透水性割れ目などの位置やその広がりを詳細に把握する割れ目調査，ジオトモグラフィー調査が代表的な調査手法である。

4.2.2 地下水の水理特性に関する調査

地表から地下深部までの地下水の流れを把握するため，地質構造モデルを基に透水係数などの水理学的な情報を組み入れた水理地質構造モデルを構築し，現地調査で得られたデータを用いてモデルの検証を進めつつ地下水流動解析を実施する。図 4.2-2に調査の流れに対応した調査項目と調査手法を示す。

地層処分システムの長期間に亘る安全性を評価するためには，従来の土木分野などでは不透水層として取り扱われていた難透水性岩盤の透水係数を精度よく計測すること，および地下施設の建設による水理場の変動を把握するため，高差圧条件下での間隙水圧モニタリングが必要である。

地上からの調査では，表層水理計測システムを利用して表層部での水収支を求める。このような計測システムは地質・地質構造に関する調査から得られる地形や水系などの情報に基づいて設置される。

試錐孔を利用した調査では，水理地質構造モデルの構築および地下水流動解析に必要な透水係数や間隙水圧，流向･流速データといった水理学的パラメータの取得，地

下施設の建設による間隙水圧のモニタリングを実施する。透水係数については，難透水性岩盤の透水係数を精度よく計測可能な，水理試験装置，透水試験装置をサイクル機構で開発した。また，立坑掘削に伴う高差圧条件下での間隙水圧のモニタリングが可能な「地下水の長期モニタリング装置」を開発した。

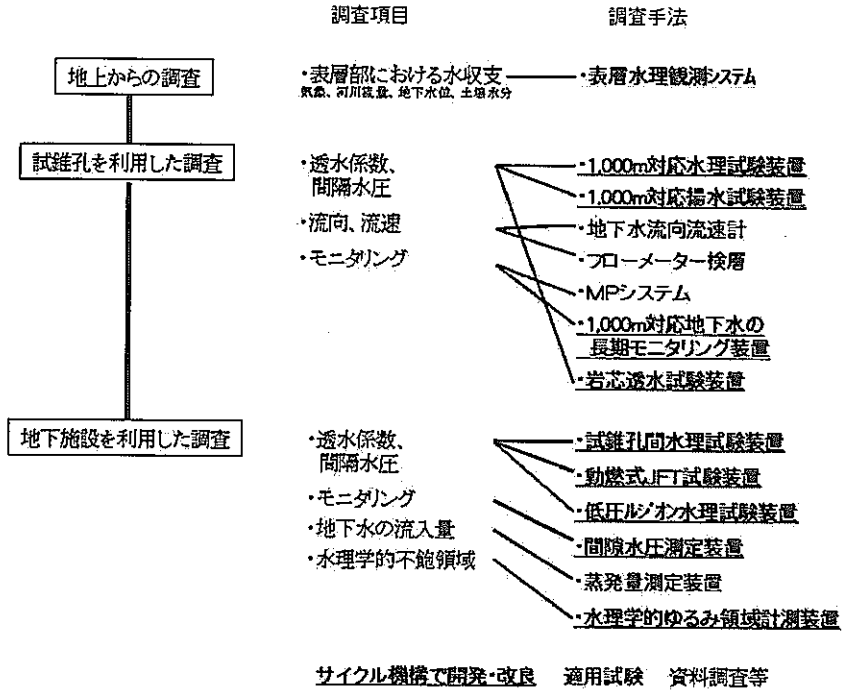


図　4.2-2 地下水の水理特性に関する調査の流れと調査手法

地下施設を利用した調査は，坑道周辺岩盤の水理学的パラメータや不飽和領域の計測を目的とし、割れ目を対象とした試錐孔間水理試験装置，難透水性岩盤を対象とした動燃式ＪＦＴ試験装置や低圧ルジオン水理試験装置，間隙水圧を連続測定できるモニタリング装置を開発した。また，掘削影響範囲を岩盤の不飽和領域から推定する水理学的ゆるみ領域計測装置が開発された。

4.2.3 地下水の地球化学特性に関する調査

地表から地下深部までの地下水の地球化学特性を把握するため，地質構造モデルを基に水質形成機構や酸化還元電位に関する地球化学モデルの構築を目的とする。現地調査の進展に伴い，データが効率的に整備され，より実際に近い地下水の地球化学モデルの構築が可能になる。図 4.2-3 に調査の流れに対応した調査項目と調査手法を示す。

地層処分システムの長期間に亘る安全性を評価するために，特定層準の地下水を試錐掘削水や他の層準の地下水が混入することなく，また，大気と接触することなく被圧下で，物理化学パラメータを測定し，採水することが求められる。

地上からの調査では，表層水の水質を把握するため，表層水の pH，電気伝導度，酸

化還元電位などの物理化学パラメータの測定と，化学分析のための採水を行う。

試錐孔を利用した調査は，地表から地下深部までの地下水の採取と，物理化学パラメータの測定，および安全性評価の観点から必要な水質のモニタリングを目的とする。地下水の採取については，特定深度の地層水を被圧下で採水する装置を，物理化学パラメータについては原位置で測定する装置を開発した。

モニタリングについては，水理で述べた，既存のＭＰシステム，「地下水の長期モニタリング装置」を利用して，特定区間の地層水を長期間にわたって採水することが可能である。

地下施設を利用した調査は，施設近傍の地下水のモニタリングを目的とし，サイクル機構は坑内からの試錐孔を利用して，地下水の連続採水ができかつ，間隙水圧が測定できる装置と，地下水の酸化還元電位や溶存酸素濃度等を無酸素状態で測定できる水質連続モニタリング装置が開発された。

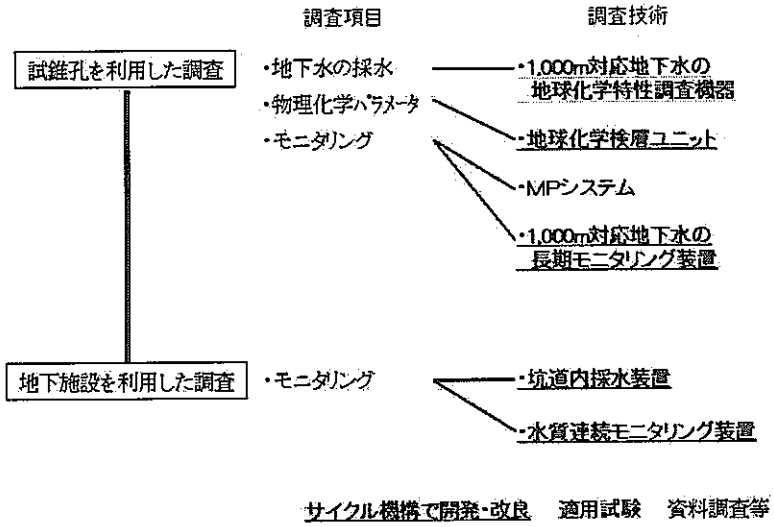


図　4.2-3　　地下水の地球化学特性に関する調査の流れと調査手法

4.2.4 岩盤の熱および力学特性に関する調査

岩盤の熱および力学特性に関する調査では，岩盤の初期応力，力学的特性，地温の他，地下施設の掘削が岩盤に与える影響について把握することを目的とする。図4.2-4に調査の流れに対応した調査項目と調査手法を示す。

地層処分の安全性評価の観点から，建設・操業時に地下空洞の安定性が担保できる力学的特性を有すること，岩盤の熱伝導性や人工バリアの温度が緩衝材の鉱物学的変質（劣化）を促進させない範囲にあることが求められている。このような観点から必

要なデータを現地調査により取得する。

試錐孔を利用した調査では，岩盤の初期応力，力学的特性，地温分布の把握を目的として，岩盤の初期応力測定，岩芯応力測定，孔内載荷試験，および温度検層に代表される測定が行われる。

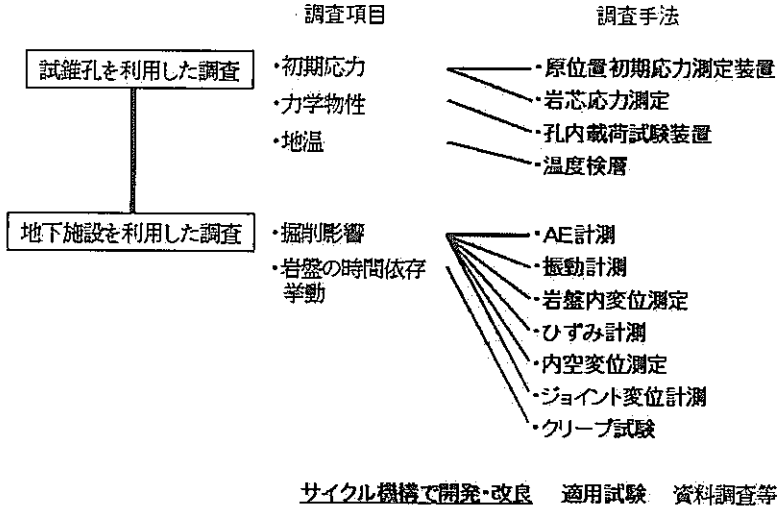


図　4.2-4　岩盤の熱および力学特性に関する調査の流れと調査手法

地下施設を利用した調査は，坑道周辺岩盤を対象とした掘削影響領域の把握と岩盤の長期挙動予測を目的する。掘削影響領域の把握するための代表的な手法として，ＡＥ計測，振動計測，岩盤内変位測定，ひずみ計測，内空変位測定，ジョイント変位計測を，岩盤の長期挙動を予測するための代表的な手法としてクリープ試験が挙げられる。

4.2.5 岩盤中の物質移動に関する調査

岩盤中の物質移動に関する調査では，岩盤中の水みちとなり得る地質構造要素を抽出するとともに，巨視的スケールから微視的スケールの各地質構造要素の特性について把握することが重要である。

移流・機械的分散といった地下水流動にともなう物質の移動現象については，対象とする領域の水理地質構造モデルおよび地下水流動モデルをもとに，各地質構造要素の水理特性やその幾何学的形状や空隙率など物理的特性を把握する必要がある。

物質の拡散（マトリクス拡散を含む）現象については，現象に対応するスケールごとの各地質構造要素に物質移行経路の空隙構造特性や空隙率などの物理的特性を調査することが重要となる。

一方，収着などの化学的遅延現象については，物質と反応する場の岩石の組織・鉱

物組成および地下水の地球化学的特性を把握するとともに，物質移動をモデル化する際に必要となる収着係数や拡散係数などについてデータを取得することが必要である。

取得した情報については，天然ウラン系列核種やある特定の微量元素などの物質移動によるナチュラルアナログを利用することにより，その信頼性を向上させることができると考えられる。

上記の情報は試錐孔を利用した調査において取得することが可能であり，その情報を基に物質移動モデルを構築し，対象とする領域における物質移動現象をシミュレーションすることが必要である。

地下施設における調査では，上記の情報の質・量ともに高め，上記のモデル化の結果について検証するとともに，物質移動モデルの信頼性を確認することも重要である。

表 4.2-1 地質環境調査技術一覧（その１）

地質・地質構造に関する 調査技術

	目的	手法・装置	解析項目（地質環境情報）	取得データ（物性値等）	適用範囲	JNC研究区分
空中調査	広域的（数十から数百km2）地表状況，岩層分布，地質構造の概要把握	リモートセンシング	断層，貫入境界，褶曲	リニアメント	地表，延長273km以上の構造	○
		空中電磁探査	地質，地質構造	見かけ比抵抗分布	最大深度数100m	(○)
		空中磁気探査	地質，地質構造	磁気強度分布		○
		空中放射能(γ線)探査	断層，岩相分布	放射能強度	地表	○
地上調査	岩層分布，地質構造，地表状況のより詳細な把握	地質調査	地質，地質構造	地質図	地表	○
		重力探査	地層境界，岩相分布	重力分布		△
		反射法地震探査	地層境界	弾性波速度構造	最大深度数km程度	○
		海上音波探査	地層境界	弾性波速度構造	最大海面下30m程度	○
		地上電磁探査	地質，地質構造	比抵抗構造	最大深度10km程度	(○)
		比抵抗法電気探査	地質，地質構造	比抵抗構造	最大深度数km程度	○
		屈折法地震探査	地層境界	弾性波速度構造		○
試錐孔調査	地下水や物質の移動経路となり得る構造の把握に資する，試錐孔近傍の詳細データの取得	物理検層	試錐孔近傍の詳細な構造	試錐孔近傍の各種物性値分布		○
		ボアホールテレビ調査	孔壁の岩相，割れ目	孔壁画像	最大深度1,000m，最小割れ目幅1mm	◎
		ボアホールレーダー調査	帯水性割れ目の分布	電磁波速度・減衰変化		(◎)
		ハイドロフォンＶＳＰ調査	帯水性割れ目の分布	透水性割れ目の位置，傾斜，透水性		○
		岩芯を利用した地質・鉱物学的調査	地質構造，鉱物組成	岩芯柱状図，鉱物組成		△
地下施設調査	ニアフィールド岩盤の地下水や物質移行経路となり得る構造とその特性の詳細把握	坑道における割れ目調査	坑壁の割れ目産状，分布	スケッチ図		○
		ジオトモグラフィー調査	2,3次元地層岩盤特性	各種物性値の2,3次元空間分布（構造）		(◎)
		坑内試錐調査	試錐孔調査に準ずる	試錐孔調査に準ずる		○

<JNC研究 区分　　◎：改良，開発　　○：適用試験または運用　　△：資料調査，他分野運用　　()付きは未了>

表 4.2-1 地質環境調査技術一覧（その２）

地下水の水理特性に関する調査技術

	目的	手法・装置	解析項目（地質環境情報）	取得データ（物性値等）	適用範囲	JNC研究区分
地上調査	表層部における水収支の把握	表層水理観測システム	降水量，蒸発発散量，河川流出量，浸透量	降雨量・風向・風速，気温・湿度・日照量・日射量・放射量・気圧・蒸発量		◎
試錐孔調査	地下深部の地下水流動把握	1,000m対応水理試験装置	試錐孔近傍の透水係数分布	透水係数，間隙水圧	透水係数10^{-6}?10^{-12}m/s，耐温度0?70℃	◎
		1,000m対応揚水試験装置	試錐孔近傍の透水係数分布	透水係数，比貯留係数		◎
		地下水流向流速計	地下水の流向と流速	←	流速1×10^{-4}?1×10^{-8} m/sec	○
		フローメーター検層	透水性割れ目分布，透水係数	孔内の上昇流下降流速度		○
		ＭＰシステム	間隙水圧の時間変化	間隙水圧（多区間）		○
		1,000m対応地下水の長期モニタリング装置	高差圧状況での間隙水圧の時間変化	間隙水圧（多区間）	最大深度1,000m，最大差圧3MPa，耐温度0?70℃	◎
		岩芯を用いた透水試験（定水位法，トランジェントパルス法）	岩芯の透水係数	←	透水係数10^{-6}m/s?10^{-14}m/s	◎
地下施設調査	坑道掘削に伴うゆるみ領域の把握，ニアフィールド岩盤の地下水流動の詳細把握	水理学的ゆるみ領域計測装置	坑道掘削に伴うゆるみ領域	間隙水圧，透水係数	流速1×10^{-7}?1×10^{-11}m/sec	◎
		試錐孔間水理試験装置（単孔式透水試験／定圧注水試験，定流量注水試験　多孔式透水試験／正弦波注水試験）	坑道周辺の単一割れ目の水理特性	比貯留係数，透水係数，透水異方性，間隙水圧		◎
		動燃式ＪＦＴ試験装置（水位回復法，パルス法）	試錐孔近傍の透水係数	透水係数，間隙水圧	透水係数10^{-6}m/s?10^{-11}m/s	◎
		低圧ルジオン水理試験装置	試錐孔近傍の透水係数	透水係数	透水係数10^{-5}m/s?10^{-9}m/s	◎
		間隙水圧測定装置	試錐孔近傍の間隙水圧の時間変化	間隙水圧	最大６区間	◎
		蒸発量測定装置	坑道における湧水量分布	２点の相対湿度と温度		○

<JNC研究区分　　◎：改良，開発　　○：適用試験または運用　　△：資料調査，他分野運用　　（）付きは未了>

表 4.2-1 地質環境調査技術一覧（その３）

地下水の地球化学特性 に関する調査技術

	目的	手法・装置	解析項目（地質環境情報）	取得ﾃﾞｰﾀ（物性値等）	適用範囲	JNC研究区分
地上調査	河川水や土壌水の物理化学特性の把握	表層水の採水・分析	表層水の化学特性	←		○
試錐孔調査	地下深部の地下水の物理化学特性の把握	パッカー式地下水サンプラー	孔内地下水の物理化学特性	被圧・不活性状態地下水サンプル		◎
		ＭＰシステム	孔内地下水の物理化学特性	被圧・不活性状態地下水サンプル		○
		1,000m対応地下水の地球化学調査機器	孔内地下水の物理化学特性	被圧・不活性状態地下水サンプル	水圧100kgf/cm2	◎
		地球化学検層ユニット	孔内地下水の物理化学特性	pH，電気伝導度，酸化還元電位，硫化物イオン濃度，水温	最大深度1,000m	◎
地下施設調査	ニアフィールドの地下水の物理化学特性の把握	坑道内採水	坑道周辺地下水の物理化学特性	連続採水サンプル，間隙水圧	最大深度100m	◎
		水質連続モニタリング装置	坑道周辺地下水の物理化学特性の時間変化	pH，電気伝導度，酸化還元電位，水温		◎

岩盤の熱および力学特 性に関する調査技術

	目的	手法・装置	解析項目（地質環境情報）	取得ﾃﾞｰﾀ（物性値等）	適用範囲	JNC研究区分
試錐孔調査	地下深部の岩盤の熱および力学特性の把握	原位置３次元初期応力測定装置	岩盤の初期応力	３次元主応力の値，方向	最大深度500m程度，1,000m開発中	(◎)
		孔内載荷試験装置（応力解放法，エラストメータ，S-200，KKT）	岩盤の変形特性	変形係数，弾性係数	孔壁	○
		温度検層	地温勾配の把握			○
		岩芯を用いた初期応力測定（ＡＥ法，ＤＲＡ法，ＤＳＣＡ法等）	岩盤の初期応力	主応力の値，方向		○
		岩芯を用いた室内試験（一軸圧縮試験，三軸圧縮試験等）	岩石の力学特性	←		○
地下施設調査	ニアフィールド岩盤の熱および力学特性の把握	掘削影響試験	掘削影響領域の特性と範囲およびその発生メカニズム	岩盤内変位，ひずみ量，内空変位，ジョイント変位，AE，動的振動		○
		クリープ試験	岩盤の時間依存挙動	ひずみ（変位）?時間曲線		○

<JNC研究 区分　　◎：改良，開発　　○：適用試験または運用　　△：資料調査，他分野運用　　()付きは未了>

表 4.2-1 地質環境調査技術一覧（その４）

岩盤中の物質移動に関する調査技術

	目的	手法・装置	解析項目（地質環境情報）	取得データ（物性値等）	適用範囲	JNC研究区分
地下施設調査	物質移動メカニズムおよび物質移行経路の把握	原位置コールドトレーサー試験	物質移行モデル	破過曲線・分散・収着・遅延に係わるパラメータ	トレーサー回収率が高いフローフィールド	○
		原位置レジン注入試験	物質移行経路	微小な間隙構造	間隙率1％未満，間隙径1?2nm	○
室内調査	物質の収着・拡散特性の把握	拡散試験（収着試験）	岩石サンプル中の収着・拡散特性	拡散係数，間隙構造の形状因子，収着係数	収着性の低い元素	○

試錐孔掘削技術

	目的	手法・装置		特徴		JNC研究区分
掘削技術	清水での掘削	ワイヤーライン工法		掘削流体量によりとスライムが回収できないか，孔内崩壊を発生させる可能性あり		○
		先端駆動式		連続で岩芯を採取できる小孔径のものは未開発		△
		逆循環工法		連続岩芯採取不可		△
		三重管掘削工法		孔内崩壊が発生する可能性を低減		(◎)
保孔技術	試錐孔の維持	ケーシング		ケーシング挿入部に対する孔壁の調査，採水不可		○
		セメンティング（グラウティング）		地下水を汚染，地下水の流れ遮断		○
		部分保孔	――――	隙間のあるケーシングにより，崩壊部の地下水の流れ遮断なし		(◎)

分析技術

	目的	手法・装置	解析項目（地質環境情報）	取得データ（物性値等）	適用範囲	JNC研究区分
地下水分析	地下水の性質把握	化学分析，質量分析，顕微鏡観察	主要溶存化学成分，微量元素，溶存ガス，同位体	―		○
岩石年代測定	岩石の形成年代把握	K-Ar法，Rb-Sr法，CHIME法，フィッショントラック法	岩石の年代	各種同位体比，U+Th量,Pb量，フィッショントラック数		○

<JNC研究区分　◎：改良，開発　○：適用試験または運用　△：資料調査，他分野運用　()付きは未了>

4.3 主要な地質環境調査技術

本節では，サイクル機構において開発・改良および適用試験を行ってきた調査技術を中心に，地質環境調査技術を地質構造，地下水流動，地球化学特性，岩盤力学・熱特性，および物質移動特性の各調査分野に区分して，4.2節で述べた調査の流れに沿って整理した。

4.3.1 地質・地質構造に関する調査技術

地質構造調査では，地表・岩芯・坑道壁面を調査・観察すると伴に，様々な地球物理学的手法を用いて，地下の物性値分布を求めることにより，地質・地質構造を把握する。

地上から地下の物性値分布を2次元あるいは3次元的に求める地上物理探査は以下に示す通り様々な手法がある。しかし，物理探査で得られる物性値と地質とは一対一に対応しないのが普通であるため，地質構造を詳細に知るには，同一領域において複数の地上物理探査を行い，それらの結果を組み合わせて解釈する必要がある。

地質構造の解釈結果は，各種目的に応じた試錐孔の最適な掘削位置を決定する重要な資料となる。また逆に，試錐調査により得られる地質および物理検層のデータをコントロールデータとして，空中および地上物理探査のデータをより精度良く解析することが出来る。このことは，深度方向のデータ密度および精度・分解能は高いが平面的に極めてまばらな試錐データと，精度・分解能は劣るが平面的にある程度のデータ密度を確保できる空中および地上物理探査を組み合わせることにより調査領域の3次元的地質・地質構造を効率よく把握しようとするもので，資源探査や土木調査などの分野において多くの実績がある。

1) 空中からの概査

空中からの概査は，人工衛星，航空機（固定翼機およびヘリコプター）を利用した物理探査により，地質・地質構造に関する情報を空中から取得する調査である。一般に，数十から数百 km^2 の範囲を対象とし，広域的な岩相分布，地質構造，地表の状況（水文学）の把握に活用される。

(1) リモートセンシング

－概要－

リモートセンシング技術の地質分野への応用は，リニアメント解析に代表される地形構造解析として最も多く利用されている。

リニアメントは地形の不連続点が直線上に配列する場合に認識され， 断層，貫入境界，褶曲などの地質構造を反映する場合が多い。特に長さ1km程度を超える断層を

抽出する場合にはリニアメント解析が有効である。

リニアメントの抽出に利用できる画像としては，a)ランドサット画像，b)スポット画像，c)航空写真等がある。

ランドサット画像は谷の屈曲などの微地形を捉えることは困難であるが，長さ数km 以上のリニアメントの抽出には有効である。一方，航空写真やスポット画像は，谷の屈曲や鞍部などのより小規模な地形要素の抽出に適している。このように，上記の3つの手法は抽出対象となる構造によって使い分けることが重要である。

航空写真やランドサット画像で判読したリニアメントのうち，実際に断層に一致する割合はその長さに比例する。つまり，明瞭で長いものほど断層に一致する割合が高い。現地調査からリニアメントの長さが約2～3 km を越えるとほぼ 100%断層に一致するという報告もある（井上ほか，1992)。

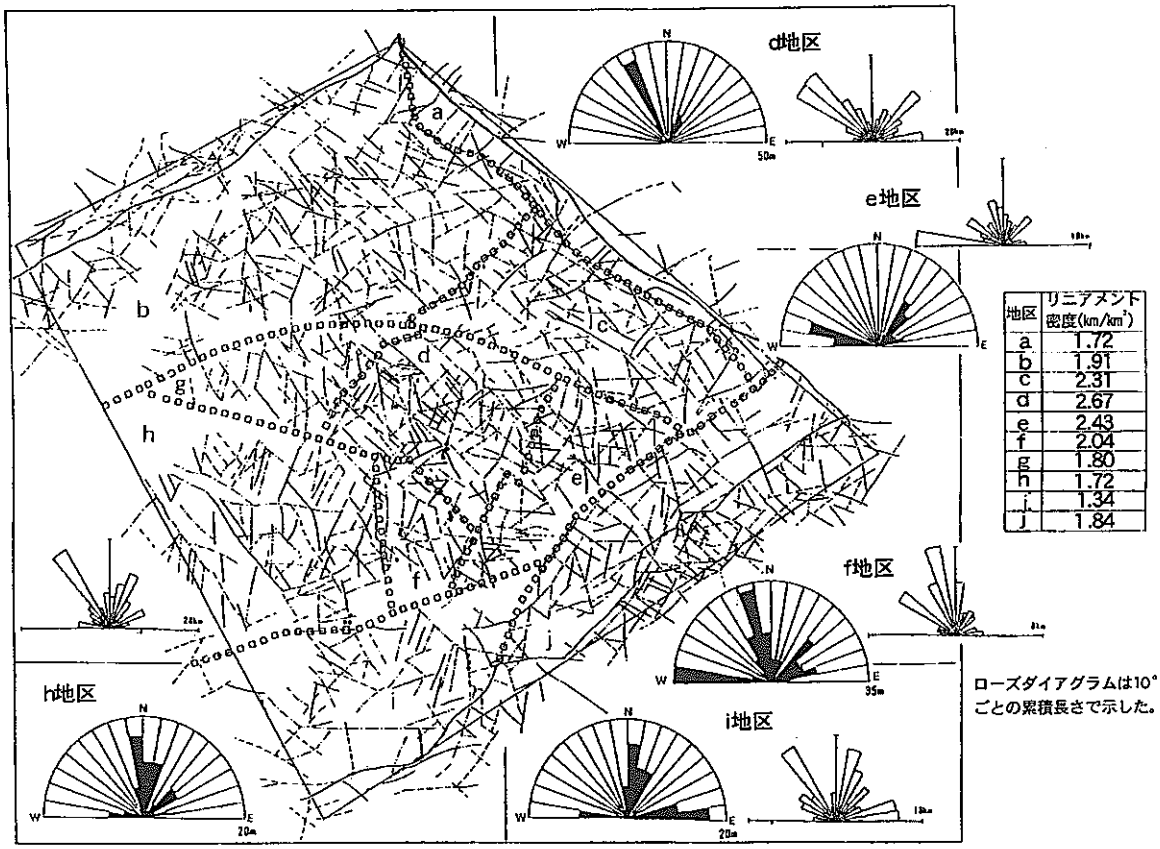


図 4.3-1 東濃地域を対象としたリニアメント解析結果

活断層を抽出する場合は，リニアメントの抽出に加えて，リニアメントに沿って変位地形要素を確認することが必要となる。リニアメントが明瞭で，変位地形が多数認

められるもの程活断層である可能性が高い。「新編　日本の活断層 1991」では，リニアメントから活断層を判読する上で，その存在の確かさ（確実度）を1から3に区分し，全国レベルで活断層の区分を行っている。

リニアメント解析は，広域の断層調査において，現地調査に先立ち，広域的かつ迅速に断層の分布状況を把握する際に非常に有効な方法である。一方で，判読されたリニアメントのすべてが断層を表しているわけではない。したがって，リニアメント解析を断層調査に適用する場合は，リニアメントの特性を十分考慮する必要がある。

－適用例－

サイクル機構では，リモートセンシングデータの解析手法の開発を行うとともに東濃地域を対象とした事例研究として，地下水流動評価の観点から重要な割れ目系の抽出を実施している（図 4.3-1）。

(2) 空中電磁探査

－概要－

航空機に測定装置を搭載し，機体に懸架したバードあるいはブームに受信コイルを収納する。送信は機体周辺に張り巡らせたコイル（ループ）による場合とブーム内に収納したコイルによる場合がある（図 4.3-2）。送信コイルに電流を流すことにより一次電磁場を発生させ，地下の見掛比抵抗分布に起因する二次磁場（の時間微分）を受信コイルで測定することにより地質・地質構造を推定する。測定手法には，一次磁場遮断後の二次磁場の時間変化を観測する時間領域探査と，複数の正弦波について一

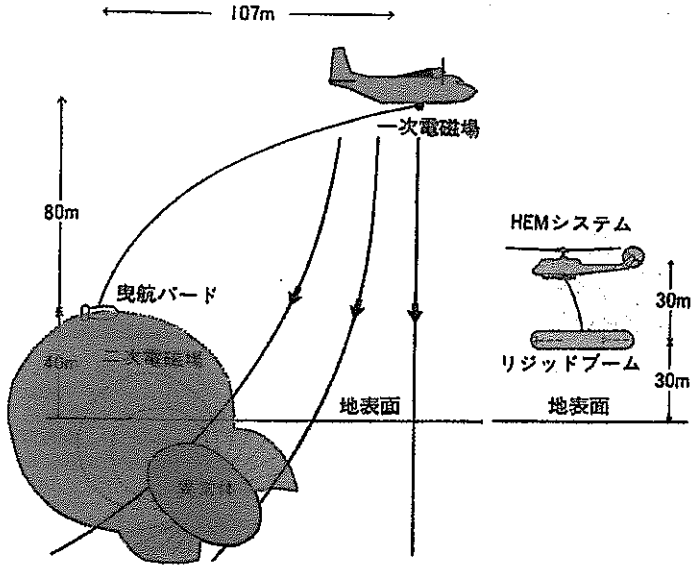


図 4.3-2 空中電磁探査の概念図
（物理探査学会(1989)より引用）

次磁場に対する二次磁場の振幅・位相（あるいは同相成分と離相成分）を観測する周波数領域探査がある。現存するシステムでは，周波数領域探査は地下数10m程度までの比較的精度の高い調査，時間領域探査は地下数100mまでの比較的精度の低い調査に向いていると考えられるが，調査の特性（空間分解能，可探深度，単位面積当たりの費用）は，調査仕様（周波数あるいはサンプル時間窓，飛行高度，測線間隔）を変えることによりかなりの巾で変化させることができる。

－適用例－

活断層周辺の地質構造調査に適用した例として，サイクル機構（石丸ほか，1996，酒井ほか，1997）や地質調査所（高倉ほか，1996）の報告がある。

(3) 空中磁気探査

－概要－

航空機に磁力計を搭載して地球磁場を測定し，測定された磁場から，地下の岩石の磁気的性質（磁化率と残留磁化）の不均質性に起因する磁気異常の分布を抽出する。一般的な傾向として，堆積岩の磁化率は小さく，塩基性の火成岩は大きな磁化率を示すといった特徴があることから，磁気異常の分布は地質・地質構造と密接に関係する事になる。従って，空中磁気探査は広域の地質・地質構造を推定するのに有効な手法である。空中電磁探査同様，広域を短時間で調査することが可能で，しばしば，両者は同時に実施される。

なお，調査仕様上の留意点としては，調査対象が深ければ深いほど，飛行高度を高くとり地表の磁気的性質の不均質による影響を相対的に低減させるのが有利である事が挙げられる。低空で取得したデータから高高度のデータをデータ処理により合成することは可能であるが，その場合，低空での調査は空間領域でエイリアジングを起こさないよう，充分狭い測線間隔を採用する必要があり，単位面積当たりの調査費用の増加を招くことになる。

－適用例－

地質調査所や新エネルギー総合開発機構（ＮＥＤＯ）ほかで，全国の空中磁気図が作成されている（図 4.3-3）。

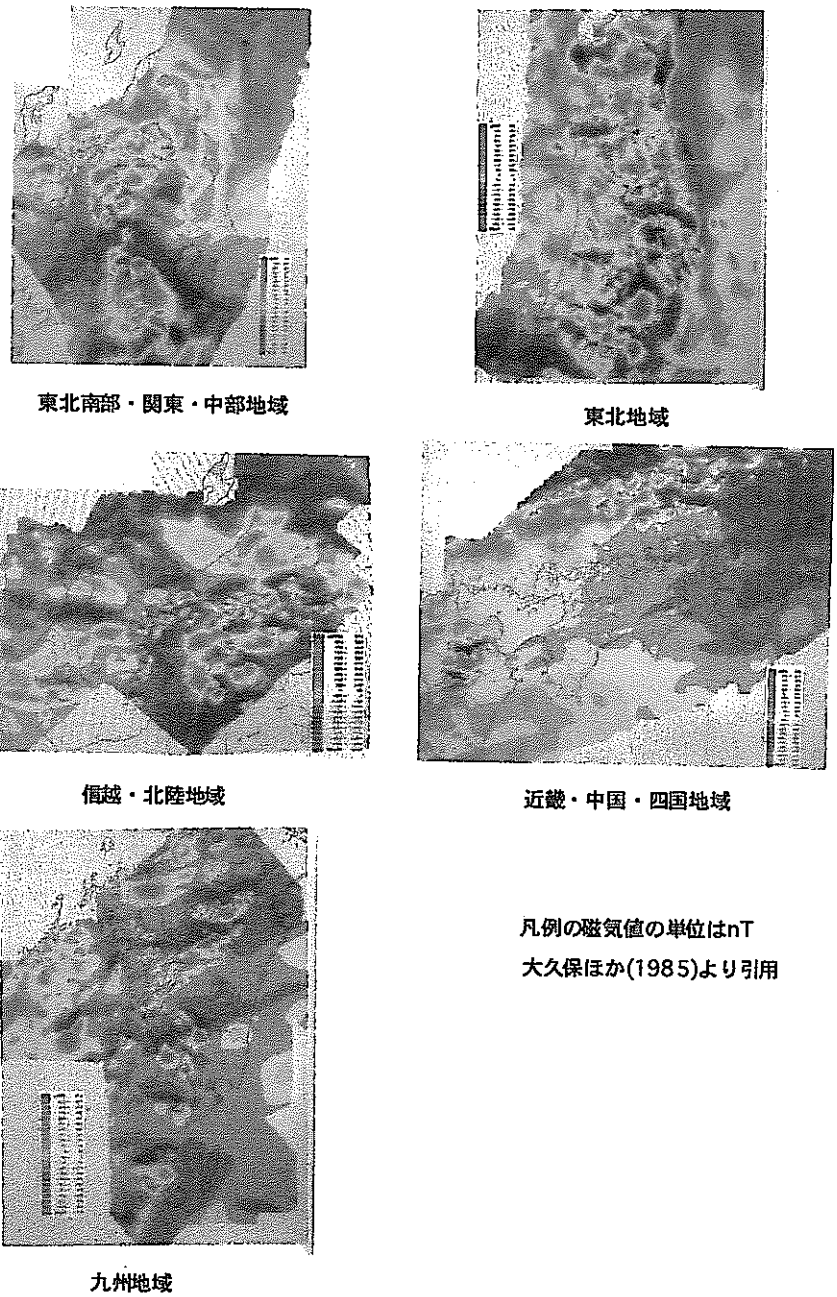


図 4.3-3 全国の空中磁気図（IGRF 残差磁気図）

(4) 空中放射能（γ線）探査

－概要－

岩石や鉱物中に微量に含まれているウラン，トリウム，カリウムなどの放射性同位体から放出されるγ線を航空機に搭載したシンチレーションカウンタを用いて測定することにより，放射強度の高い箇所を放射能異常として抽出するほか，岩相分布の推定に利用される。

－適用例－

本調査法は，ウラン資源の直接探査手法として有名であるが，地下の岩石に含まれ

ている放射性元素から発生するラドン等の放射性ガスの通路となる断層の捕捉（例えば羽竜・西川，1990）や，地下水の調査（例えば落合，1996，図 4.3-4）にも広く活用されている。

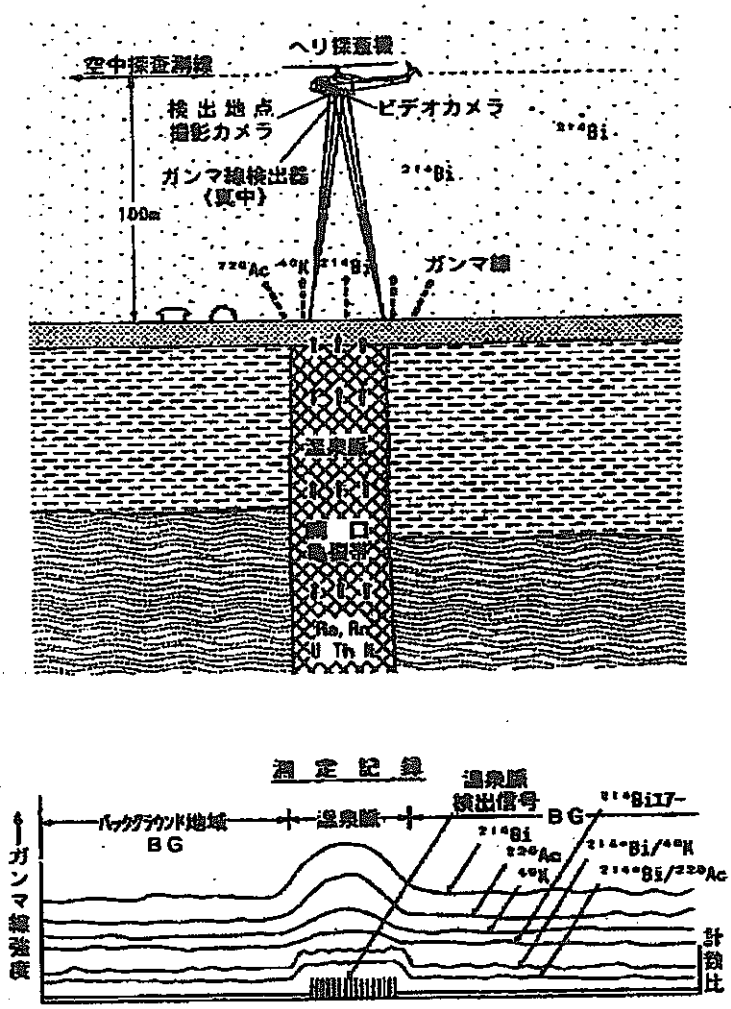


図 4.3-4 放射線探査による開口亀裂帯の検出例

2) 地上からの調査

地表からの調査は概査と精査に区分される。地上からの概査では，空中からの調査では検出できない断層構造（規模やずれの大きさなど）や岩相の分布状況を把握するための調査が実施される。地上からの精査では，地表および表層付近の詳細な調査を実施し，地表に通ずる水みちとなり得る割れ目や堆積層中の地質構造に関する情報を取得する。精査においては，概査と比較して調査対象となる構造のスケールが小さいため，高分解能の調査手法が適用される。ただし，調査対象領域（地上における表面積）は小さくなるのが普通である。

また，より詳しい地下深部の地質構造に関する情報を得るためには，地下深部に到達する試錐孔を掘削して試錐調査を実施する。概査と精査は調査精度が異なるものの，

いづれも断層，岩相分布，地質境界，地層の層厚等のデータの取得を目的としている。

(1) 地質調査

－概要－

割れ目や堆積層中の地質構造に関する情報を得る地質調査は地下の内部の状況を知るために行われる基本的な調査手法である。地質調査とは地山が露出している箇所（露頭）で①露頭を構成する岩石の種類とその分布状況，②地層の走向と傾斜，③地層間の境界関係，④断層，割れ目の走向，傾斜，割れ目の幅，充填物質，⑤岩石の風化・変質の状況等の観察を行い，その観察結果と既存のデータ（文献調査，空中物理探査，リモートセンシング等）を総合的に解析し，地質図を作成することを意味する。地質図から地下の状況を解析することができ，また過去の変動の歴史（地史）を推定することができる。

したがって，断層の分布，水みちとなる割れ目の密度分布とそれらの方向性，および透水性の高い岩層の分布状況の他，活断層や火山活動に関する情報を得ることができる。

一般的に概査段階においては広域的な地質構造を把握するために2.5万分の1程度の精度の地質図を作成する。

詳細な地質構造（詳細な断層・裂罅の構造，堆積構造等）構造を把握するために1万分の1以下の精度の地質図を作成する。露出がよくない場合は精度を担保するためにトレンチ調査（地山を露出するために溝を掘って観察）を実施する。

地質調査結果は地表情報に基づくことから，地質構造が複雑な場合や，地表の露出が少ない場合は地下の状況の推定が困難になる。このような場合，例えば地下深部の境界面（断層や岩層境界等）深度を推定するために，さらに試錐調査や物理探査を行う。

(2) 重力探査

－概要－

重力探査法は，地球の引力の鉛直成分（重力）を重力計により正確に計測し，太陽や月の影響（潮汐力補正），全地球的な影響（緯度補正），地形の影響（地形補正）などを補正して，地下構造（岩石の密度の分布）だけに起因する重力異常（ブーゲー異常）を求める手法である。

重力探査の宿命として，いかに精度良く高密度にデータを取得しても，地下の密度分布をに決定できないと言う理論上の問題がある。従って，解析結果の信頼性は，解

析における仮定が妥当か否か，言い換えれば，既知情報の質・量にかかっていると言える。

－適用例－

重力探査は密度の異なる基盤岩とその上部の堆積層の境界面の分布を概略的に把握する手法として有効である。本調査の適用例として，電力中央研究所（1997）や地質調査所の報告がある。地質調査所の報告（村田ほか， 1996）では，重力探査から得られるブーゲー異常の勾配図（図 4.3-5）から，既知の断層の位置とほぼ一致するようにブーゲー異常の急変帯が分布しており，平地においてもブーゲー異常の勾配の大きいところが認められ基盤の落差が分布すると考えられるとしている。



図 4.3-5 重力探査の実施例（ブーゲー異常の勾配図）

(3) 反射法地震探査

－概要－

反射法地震探査は，地表震源から発生し，地層中を伝わり地層境界面で反射した弾性波を記録したデータを処理／解析することにより，地下の弾性波速度構造を求め，地質・地質構造（特に地層境界）を把握する調査法である。上述の重力探査と比較すれば，狭い対象領域の不整合面深度を精度よく把握するのに向いている。したがって，調査の手順としては，重力探査の後に反射法地震探査が実施されるのが一般的である。

－適用例－

石油などの地下資源探査を目的に開発され，多くの実績がある調査技術である。近年は，活断層などの地下の地質構造を把握するための有力な調査手法として利用されている（伊藤ほか，1996，図 4.3-6）。一般的に，堆積層における地層境界がよく把握できる反面，不整合面で弾性波エネルギーがほとんど反射されるため基盤岩内部の

情報を詳細に得るのは困難である。

また，不均質性といった岩盤物性をより詳細に把握するために，S波を用いた地震探査法も実施されている（例えば，中川ほか1993，図 4.3-7）。

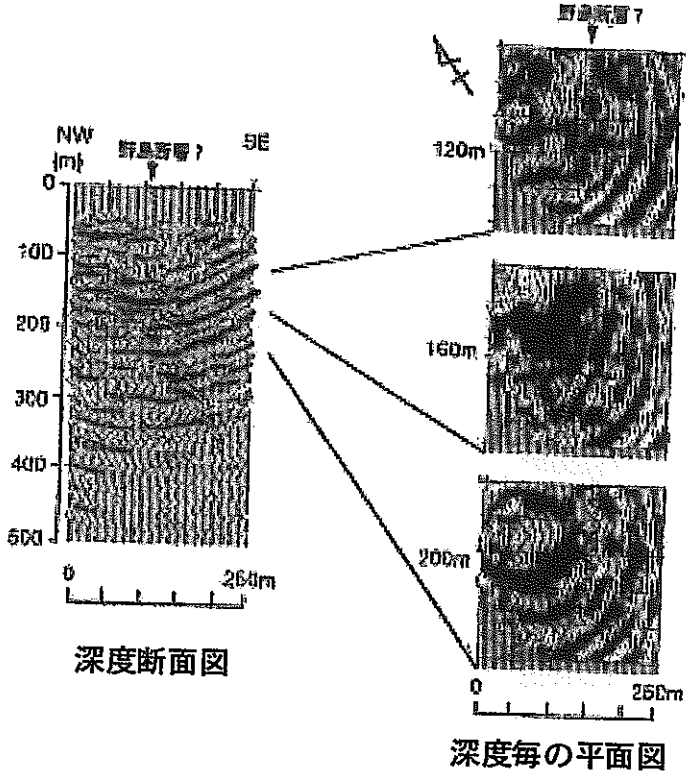


図 4.3-6 三次元反射法断面図の例

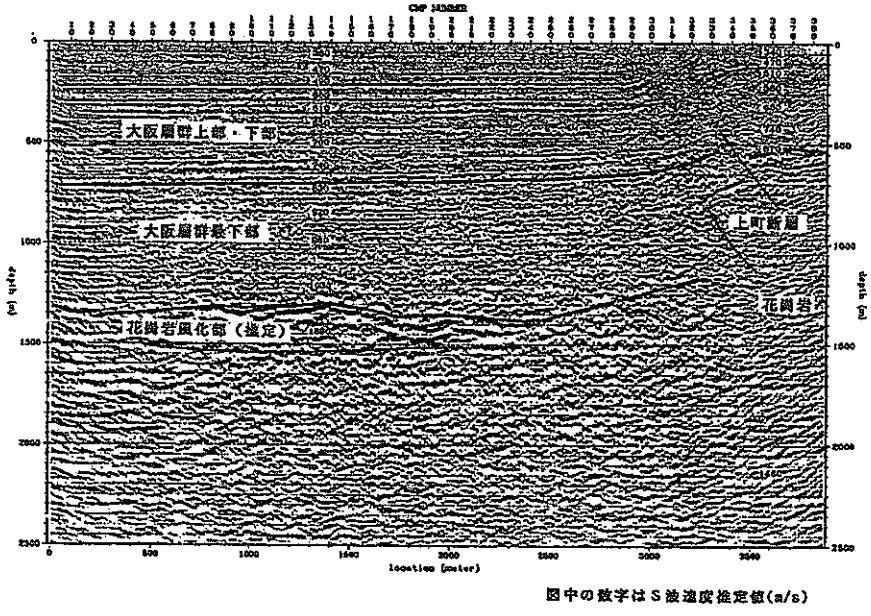


図 4.3-7 S波反射法断面図の例

(4) 海上音波探査

－概要－

反射法地震探査を海域における調査に応用した技術であり，震源や受振器など水上あるいは水中で使用できるものが開発されている。海域における活断層などの地質構造調査に利用される。

－適用例－

サイクル機構では，海上音波探査により沖積層（海底面下30m程度まで）における地層の撓曲変位の分布や変位の累積性を把握するなど，本手法の適用性を確認している（荒木ほか，1995，図 4.3-8）。また，反射法地震探査と組み合わせて，陸域と浅海域にまたがる調査も実施されており（井川ほか，1996，図 4.3-9），海域にみられる大阪層群が成層構造をなし，陸域に向かって急激に上昇している様子が捉えられている。

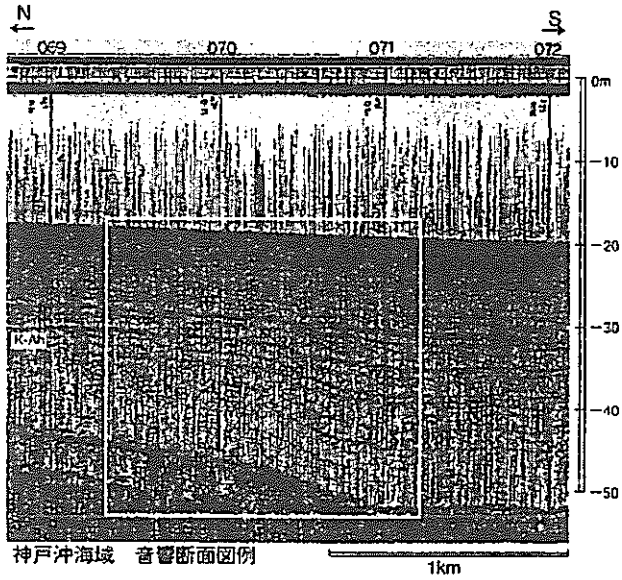


図 4.3-8 海上音波探査結果の例

(5) 地上電磁探査

－概要－

地上電磁探査は，地下の比抵抗を求めて地質・地質構造を推定する手法である。多種多様な調査手法があるため，調査の特性も様々であり，概査のみでなく精査に使われる場合もある。

空中電磁探査と同様に時間領域と周波数領域の探査手法があり，一般に時間領域の探査の方が地下深部の調査に適しているとされている。ただし，自然界に存在する

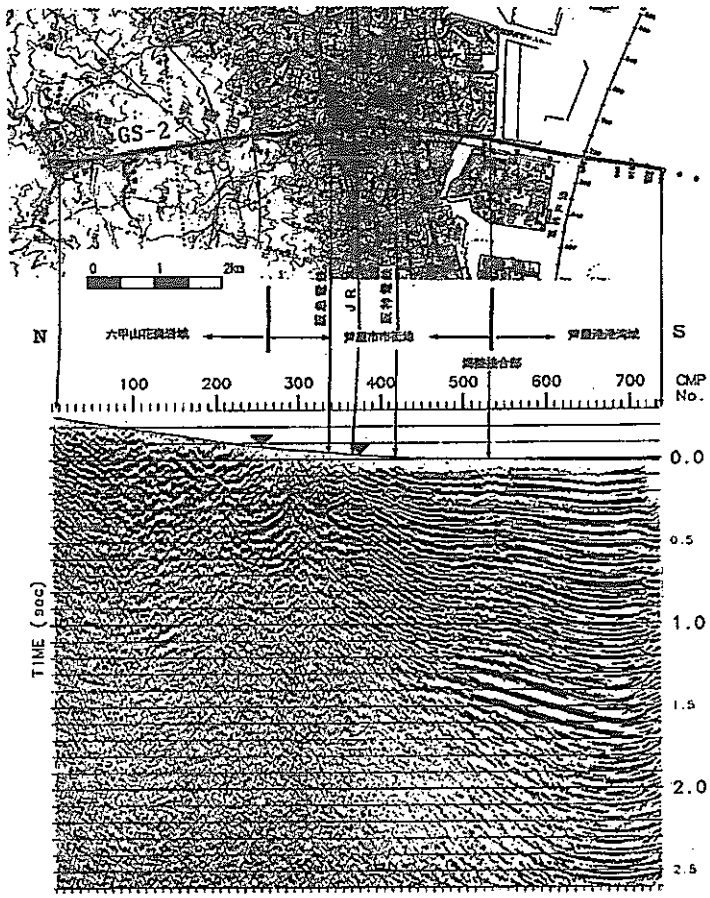


図 4.3-9 陸域－浅海域を対象とした反射法断面図の例

様々な周波数の電場と磁場を計測することにより比抵抗の深度分布を求めるＭＴ法(Magneto-Telluric method)は例外で，地下 10km 程度までの探査が可能である。また，ＭＴ法の探査原理を人工信号源に応用し，ＭＴ法に比べて高い周波数領域（10Hz~10kHz 程度)の電磁波を利用するＣＳＡＭＴ法（Controlled-Source Audio-MagnetoTelluric method）は，探査深度は 1km 程度であるがＭＴ法に比べて短時間で安定したデータが得られる。

－適用例－

このような地上電磁探査を地質構造調査に適用した例としては，地質調査所や石油公団を始め数多くの報告がある（例えば，宗包ほか，1997，小川，1990，光畑ほか，1996，図 4.3-10，江波戸ほか，1993，図 4.3-11，原ほか，1995，図 4.3-12，町田ほか，1994）。例えば図 4.3-10 に見られるＭＴ法の例では，探査深度で 6km，水平距離で 10km 以上の範囲を調査の対象としている。一方，図 4.3-11 に見られるＣＳＡＭＴ法の例では，探査深度は 1km 程度であるが，分解能はＭＴ法に比べて高い。図 4.3-12 は時間領域の電磁探査法(Time-Domain ElectroMagnetic method)の例である。

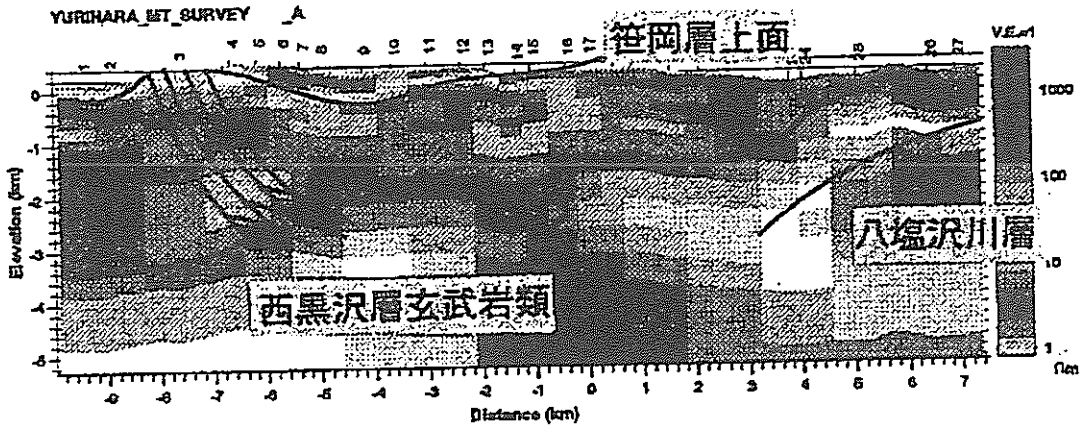
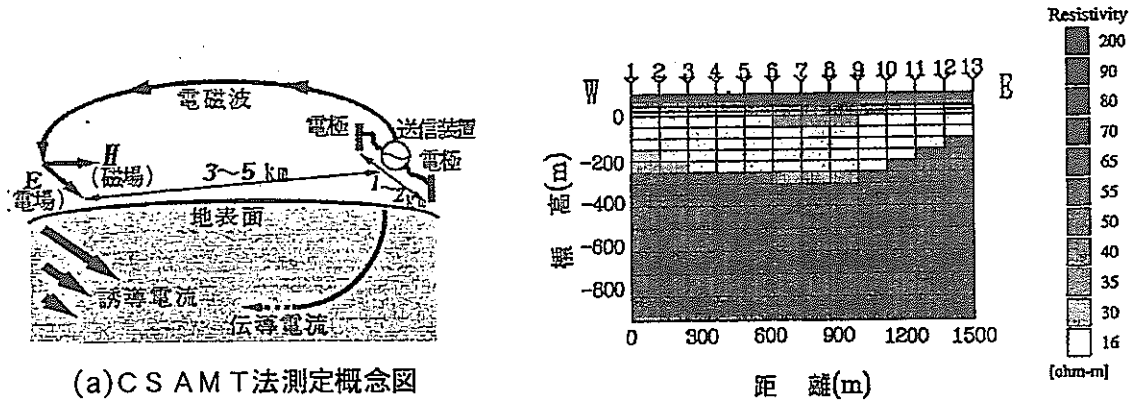


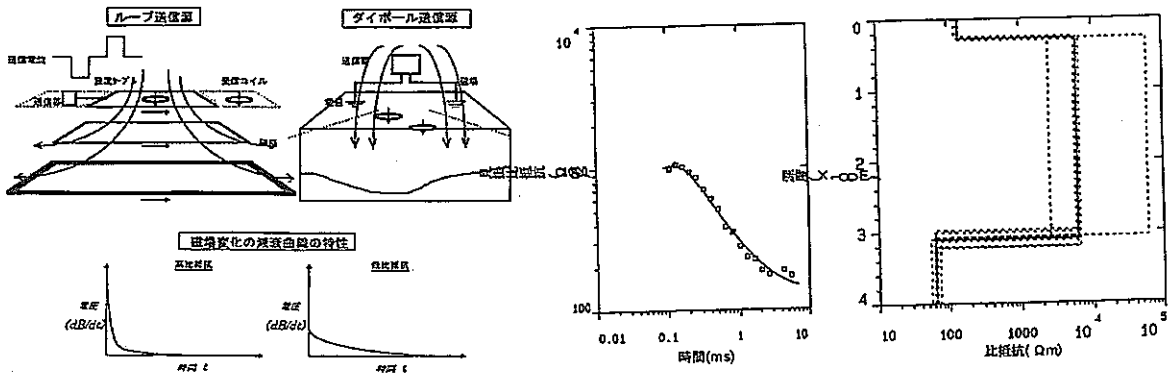
図 4.3-10 ＭＴ法による比抵抗断面図の例



(a)ＣＳＡＭＴ法測定概念図

(b)比抵抗断面図

図 4.3-11 ＣＳＡＭＴ法による調査の例



(a)ＴＤＥＭ法測定概念図

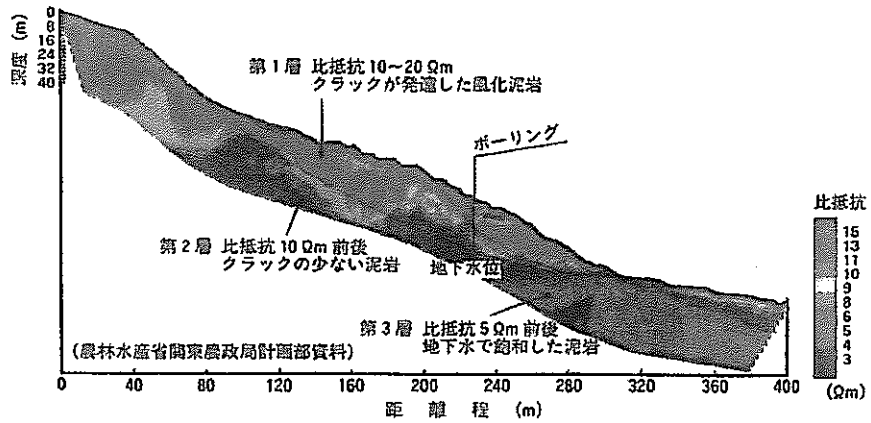
(b)一次元インバージョン解析結果

図 4.3-12 ＴＤＥＭ法による調査の例

(6) 比抵抗法電気探査

－概要－

一般的に比抵抗法と呼ばれる電気探査は，地上に複数の電極を配置し，直流電流を地下に流して電位を測定する。そして，取得される見掛比抵抗データを解析することにより地下の比抵抗分布を求め，地質・地質構造を推定する手法である。電極の配置の仕方により様々な特性を持った探査が可能である。成層構造に近い地質構造を対象とした一次元の垂直探査は数十年の歴史を持つ。また，最近は，膨大な測点をコンピュータ制御で自動測定し，非線形最小2乗法を用いて測定結果に最もフィットする2次元あるいは3次元の比抵抗分布を求める事も可能になっている。



(島(1997)から引用)

図 4.3-13 比抵抗法電気探査の例

－適用例－

数十 m から数百 m を調査深度として，地層境界の分布や破砕帯の位置の把握を目的とした適用事例が島ほか(1995)に多数紹介されている（図 4.3-13）。

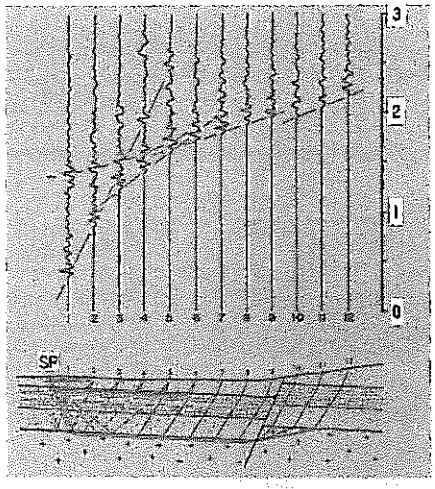
(7) 屈折法地震探査

－概要－

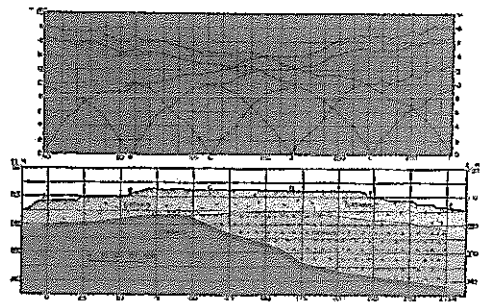
屈折法地震探査は，地表に配置した震源から岩盤中を伝わり地層境界面で屈折して再び地表に戻ってくる弾性波を記録することにより，地質構造（地層の層厚と弾性波速度）を把握する調査法である（図 4.3-14）。

－適用例－

土木分野（ダムやトンネル建設のための調査）では最も実績があり，多用されている調査法である（桑原ほか，1997）。また，土木分野においては，本調査により得られる弾性波速度や上述の電気探査で得られる比抵抗などの物性値を用いて，岩盤の定性的な評価がなされている（鍛冶ほか，1997）。本手法の適用例については，例えば電力中央研究所（1997）の報告などがある。



(a)屈折法の測定原理



(b)解析結果の例

(物理探査学会(1989)から引用)

図 4.3-14 屈折法地震探査

3) 試錐孔を利用した調査

これまでに述べた空中および地上からの調査によって，地表から地下深部までの地質構造に関する情報を得ることができる。しかし，地下水や物質の移動経路となり得る構造を把握するためには，より詳細な調査が必要である。そこで，地上から試錐孔を掘削し，以下に述べる試錐孔を利用した調査を実施することにより，地質環境に関するデータをより直接的に取得する。

(1) 物理検層

－概要－

試錐孔を利用して，各種検層プローブを孔内に挿入して試錐孔周辺の岩盤の物性データを試錐孔に沿って連続的に取得する調査技術である（図 4.3-15）。

主な検層と取得される物性値あるいは試錐孔の情報は以下のとおりである。

・電気検層
　孔壁の比抵抗分布を求める。
・密度検層
　人工放射能源（γ線）を用いて岩盤（孔壁）の密度を求める。
・中性子検層
　人工中性子源を用いて岩盤（孔壁）の間隙率を求める。
・音波検層
　試錐孔内から発信した音波の受信波形より，孔壁近傍の弾性波（Ｐ波・Ｓ波）速度分布を求める。

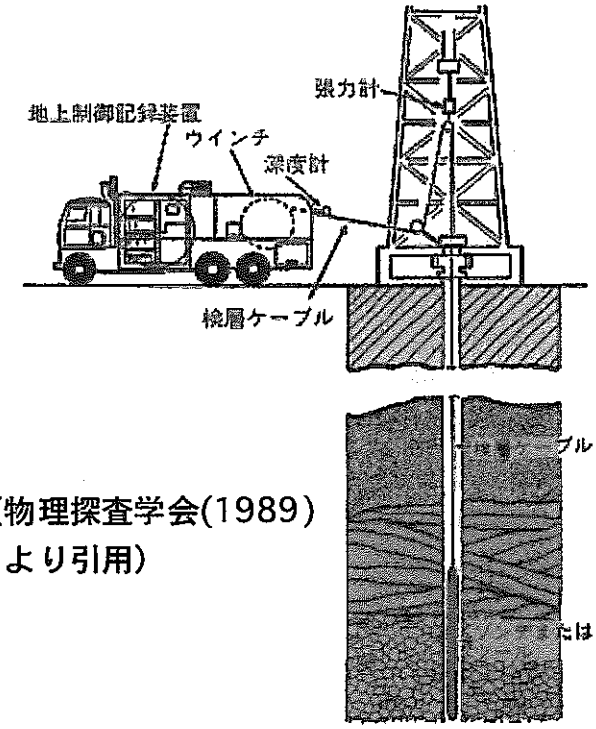


図 4.3-15 物理検層の概念図

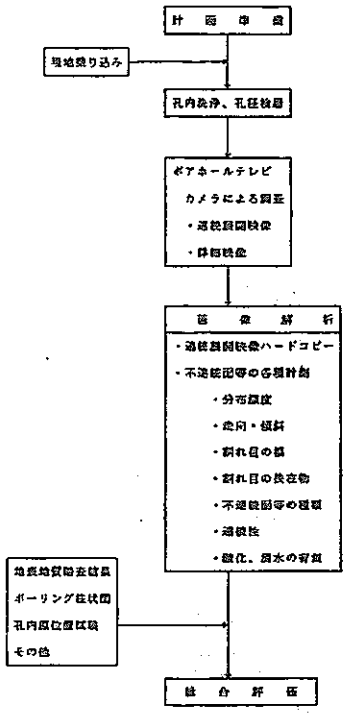
・ＰＳ検層
地表（孔口）に設置した人工震源から発生させたＰ波およびＳ波を，孔壁に圧着させた受振器で記録することにより，弾性波速度分布を求める。
・温度検層
孔内の温度分布を求める。
・キャリパー検層
試錐孔の孔径を計測する。
・孔曲がり検層
試錐孔の深度方向の位置座標を計測する。

(2) ボアホールテレビ（ＢＴＶ）調査
－概要－
ボアホールテレビカメラやボアホールスキャナーなどを用いて試錐孔の孔壁の状態を観察する。開口割れ目や充填鉱物を伴う割れ目を高分解能で検出することが可能であり，データ解析によりこれらの割れ目の走向・傾斜を推定することも可能である。

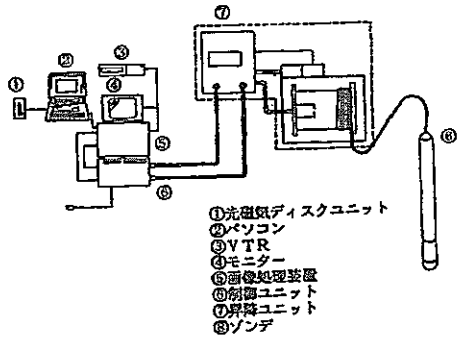
深度 1,000m 以上まで調査が可能な装置が開発されており，1mm 以下の開口幅まで読み取り可能である。ＢＴＶ調査で得られた割れ目の情報は，試錐孔を用いた地下水の水理学的調査，地球化学的調査，力学調査の基礎データとなる。

－適用例－

ＢＴＶ装置を用いた調査の例として，電力中央研究所を始めいくつかの報告がなされている（田中・宮川，1992，杉山，1993，図 4.3-16，榎戸ほか，1994 など）。



(a)調査・解析フロー



(b)システム構成図



(c)展開画像の例

図 4.3.16 ボアホールテレビカメラを用いた調査

(3) ボアホールレーダー調査

－概要－

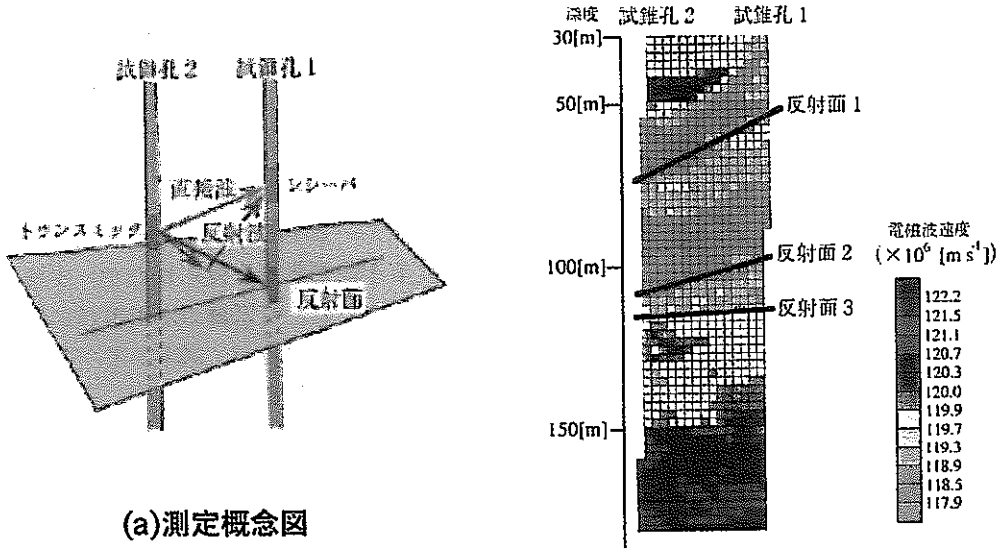
試錐孔内にレーダープローブを挿入し，短波長の電磁パルスを岩盤内に発信し，含水量などに影響される電磁波の速度や減衰の変化から，岩盤の水理地質特性に深く関連している割れ目や割れ目帯の３次元的分布を非破壊で求める手法である。１本の試錐孔に送信プローブと受信プローブをつなげて挿入して岩盤内部で反射する電磁波を計測するシングルホール調査と，複数の試錐孔を利用して送信プローブと受信プローブを異なる試錐孔に挿入して岩盤内部を伝わる電磁波を計測するクロスホール調査がある。

－適用例－

サイクル機構では，ボアホールレーダーを用いたシングルホール調査の適用試験を実施し，割れ目や割れ目帯が検出できるとともにその広がり（孔壁からの延長部）が把握できることを確認している。また，孔間距離が約 36m の２本の試錐孔を用いてク

ロスホール調査（レーダートモグラフィ調査）を実施し，地質との対比から電磁波の低速度部は含水割れ目を伴う割れ目帯であるという推定の妥当性が確認されている。このことから，本調査法が結晶質岩中の，特に地下水を多く含む変質帯や割れ目帯を捉える有効な手法であることを示している（仙波ほか，1992a,1992b，図 4.3-17）。

その他のシングルホール調査の適用例として，深度 1,840m までの測定を実施した長田ほか（1992）や，登内ほか（1992）の報告がある。



(a)測定概念図

(b)トモグラフィ解析結果の例

図 4.3-17 ボアホールレーダー調査（クロスホール調査）

(4) ハイドロフォンＶＳＰ調査

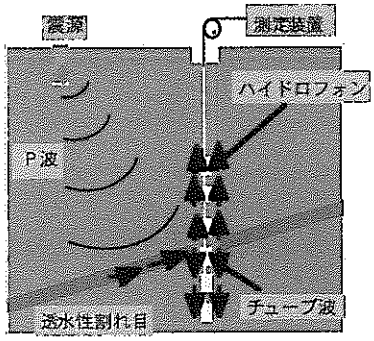
－概要－

震源から発生した弾性波が透水性割れ目に入射すると，割れ目が圧縮され，割れ目内の地下水が試錐孔内に押し出されることにより，孔内水の中を伝わる波が励起される。チューブ波と呼ばれるこの波を，試錐孔内に設置したハイドロフォンを用いて観測するハイドロフォンＶＳＰ調査法は，岩盤中の透水性割れ目や割れ目帯の位置や走向・傾斜ならびに透水性に関する情報が取得できる可能性のある手法である（図 4.3-18）。

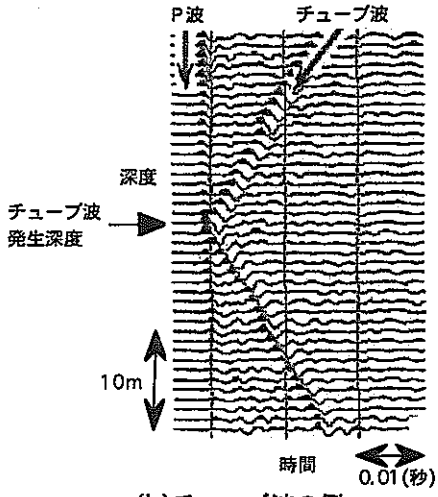
－適用例－

結晶質岩を対象とした本調査法の適用試験（地質調査所・動燃事業団，1997）の結果，試錐孔孔壁から数m以上の広がりを有する透水性割れ目や割れ目帯を検出することが可能であることを確認している。また，単一割れ目の場合，本調査から得られる走向・傾斜に関してはＢＴＶデータとの差が5°程度であり，透水係数に関しては原

位置水理試験結果と同じオーダーの値が得られている。



(a)調査概念図



(b)チューブ波の例

番号	透水性割れ目の抽出深度（m）	ハイドロフォンVSP 走向・傾斜	データ解析結果 透水係数(cm/sec)
1	52	N33° W24° NE	2.0E-4~1.5E-3
2	61	N52° E3° SE	5.0E-5~5.0E-4
3	79	N39° W3° SW	2.0E-4~8.0E-4
4	103	N50° W33° SW	1.0E-5~6.0E-5
5	121	N71° W56° SW	5.0E-6~6.0E-5
6	123	N54° W4° SW	2.0E-5~2.0E-4
7	164	N27° W60° SW	2.0E-4~1.5E-3
8	219-224		
	219	N11° E89° SE	1.0E-5~2.0E-4
	224	N1° E82° NW	3.0E-4~1.5E-3
9	264-270		
	264	N16° E88° NW	1.0E-4~4.0E-4
	270	N13° 59° SW	5.0E-5~1.0E-3
10	297	N17° W65° SW	1.0E-4~2.0E-3
11	305	NS78° W	1.0E-4~1.5E-3
12	467-469		
	467	N12° E87° NW	5.0E-5~5.0E-4
13	478	N37° W22° SW	3.0E-5~2.0E-4
14	492	N2° E83° NW	2.0E-4~1.2E-3
15	549	N83° E24° NW	1.0E-5~5.0E-5

(c)データ解析結果

図 4.3-18 ハイドロフォンＶＳＰ調査

(5) 岩芯を用いた地質・鉱物学的調査

－概要－

試錐によって得られた岩芯試料を用いて，地下の地質構造や鉱物学的状態の調査を行うことにより，試錐孔が掘削された岩盤全体の性質や局所的な岩盤の状態が把握できる。調査項目は大きく以下の３つに分類される。

・岩体の不均質性に関する調査
・割れ目や破砕帯などの地質構造とその組成に関する調査
・割れ目や破砕帯における地下水と岩石／鉱物の地球化学的な反応（変質作用）に関する調査

これらの調査項目がさらに細項目に分類され，

・岩相／鉱物種／粒度／モード
・割れ目帯の位置／規模／広がり
・割れ目充填鉱物種／充填状態

などがそれぞれ調査される。これらは最終的に，コア記載票に数値データとして記載されデータファイルとして保存される。

これらのデータは，地質構造調査のほか，地下水の水理学的調査，地球化学的調査，岩盤の力学的調査の基礎データとなる。

4) 地下施設を利用した調査

試錐孔を利用した調査によって，地表から地下 1,000m 程度までの地質構造に関する情報を直接得ることができる。しかし，いわゆるニアフィールド岩盤における地下水や物質の移動経路となり得る構造ならびにその特性を把握するためには，より詳細な調査が必要である。これらのデータを取得するためには，地下施設を利用した調査を実施する必要がある。

地下施設を利用した調査では，最終的にブロックスケール（～数 10m）程度の地質構造，すなわち地下水や物質の移動経路となり得る地質構造の位置やその広がりなどを推定することが重要である。

(1) 坑道における割れ目調査

－概要－

割れ目分布調査は，割れ目分布のスケッチ， 割れ目特性の測定／観察から構成される。

一般に地下坑道では，3次元的に割れ目／割れ目帯の観察が可能である。これらを調査する場合に留意することは，それらの観察される割れ目の位置と形状をできるだけ正確に押さえることにある。そのための方法は，以下の通りである。

①調査エリアにおいて調査起点を設け，そこからスキャンラインを設ける（このスキャンラインが全ての機軸となる）。
②スキャンラインを起点に，確認できる全ての割れ目／割れ目帯の抽出を行ない，それぞれに独立した番号を与える。
③これらの位置の確認，設定を踏まえて，調査坑道内の3次元マップを作成する。

これらのマッピングの後に抽出された割れ目に対して実施する調査内容は，地質調査での調査項目に準ずる。ただし，3次元的な割れ目ネットワークに関しての解析は，割れ目マッピングの成果を基本に進める。

これらの調査結果は，坑道内での水理学的調査や地球化学的調査あるいは物質移動に関する調査・試験に反映される。

(2) ジオトモグラフィー調査

－概要－

坑道から掘削した複数本の試錐孔を利用して，調査対象領域を取り囲むように試錐孔を掘削し，試錐孔内に送信装置および受信装置を配置してデータを取得し，逆解析により調査対象領域の物性値の2次元あるいは3次元的な分布を高精度に求め，岩盤の状態や不均質性などを把握する。地質構造調査に適用される手法は以下の3つである。

・弾性波トモグラフィー調査
　弾性波速度分布や減衰率分布が求められる
・比抵抗トモグラフィー調査
　比抵抗分布が求められる
・レーダートモグラフィー調査（「3) 試錐孔を利用した調査」を参照）
　電磁波速度分布や減衰率分布が求められる

－適用例－

ダムサイトの調査や地下空間周辺の調査といった土木分野に数多くの実績がある（例えば，下茂ほか，1991，図 4.3-19，稲葉ほか，1993，桑原ほか，1994，図 4.3-20，谷本ほか，1996，星野ほか，1997）。また，物理検層や単孔式透水試験，試錐孔間水理試験との組み合わせた調査の実施例も報告されている（脇坂，1997，竹内ほか，1998a，図 4.3-21）。

(3) ボアホールレーダー調査

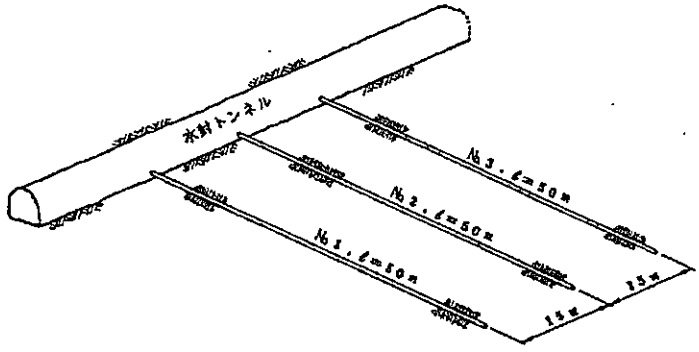
－概要－

「3) 試錐孔を利用した調査」で述べたボアホールレーダー調査は，坑道から掘削された試錐孔を利用しても実施することが可能である。

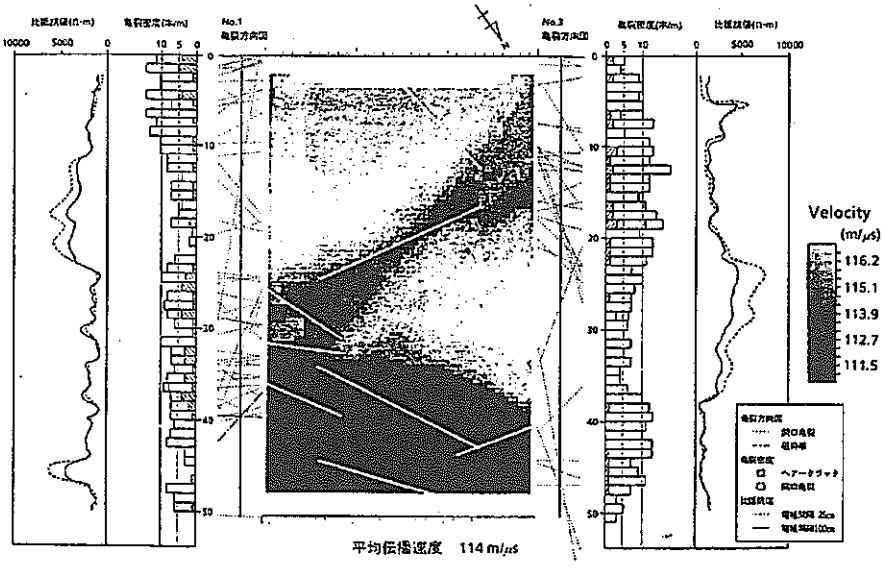
－適用例－

サイクル機構では，坑道周辺に発達する割れ目を詳細に調査するため，周波数帯域を10～400MHzとした広帯域レーダープローブを開発し，釜石鉱山において実施したシングルホール調査の適用試験の結果，中心周波数が60MHzである従来のプローブによる調査と比較して，より詳細に割れ目を抽出できることを確認している（藪内・長谷川，1996，図 4.3-22）。

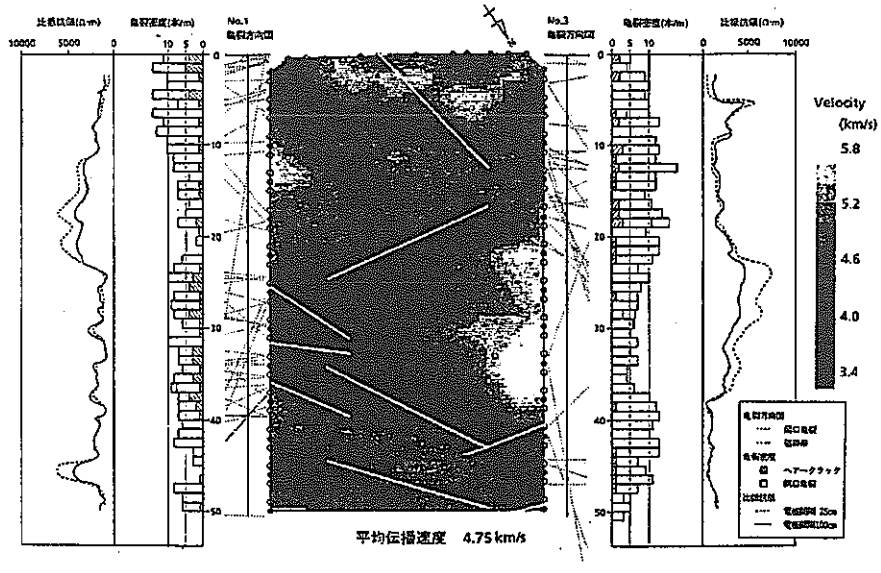
その他，坑道周辺岩盤などの比較的狭い領域を対象としたシングルホール調査ならびにクロスホール調査の例として，例えば，戸井田・升元（1996）や，升元ほか（1997）がある（図 4.3-23）。



(a)調査領域

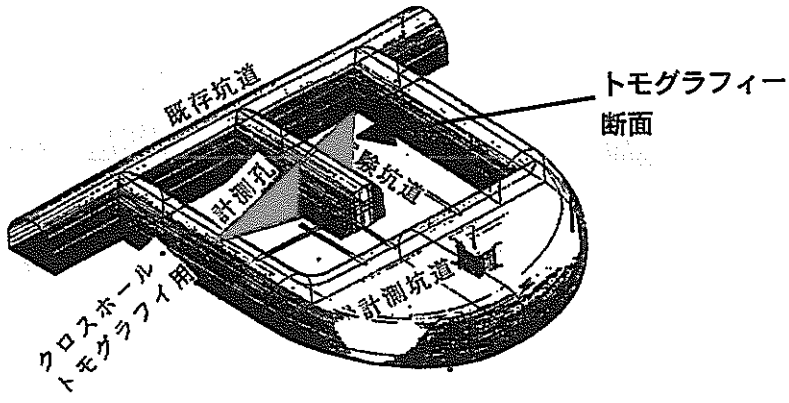


(b)レーダートモグラフィー調査結果の例

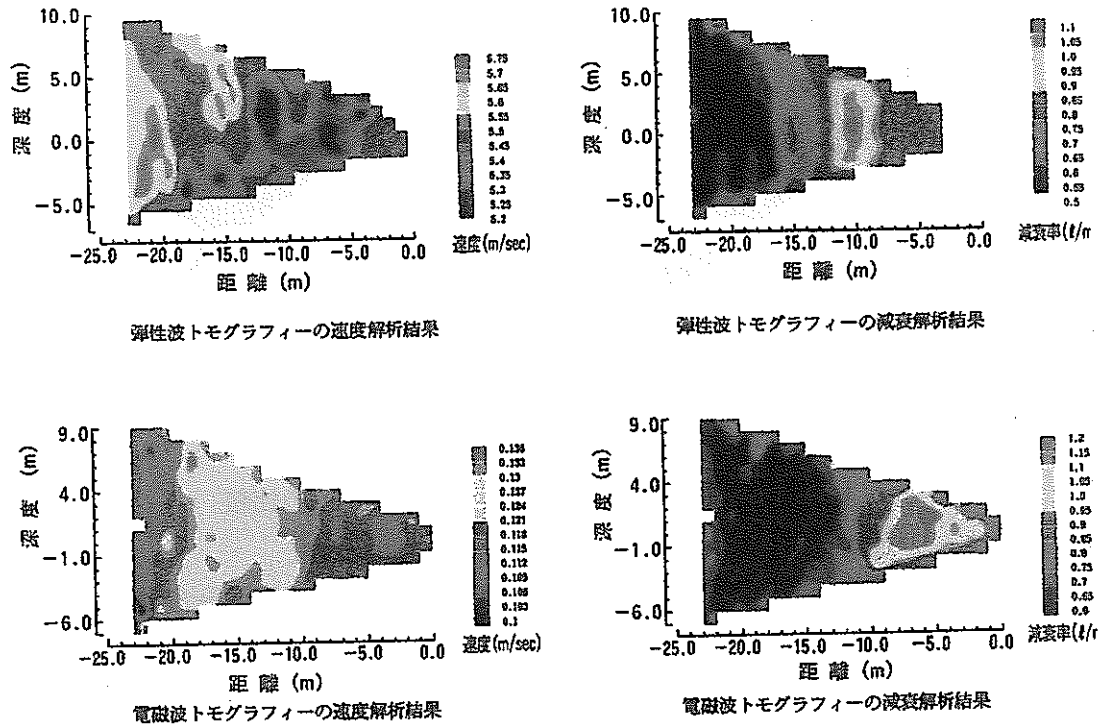


(c)弾性波トモグラフィー調査結果の例

図 4.3-19 トンネルを利用したジオトモグラフィー調査の例

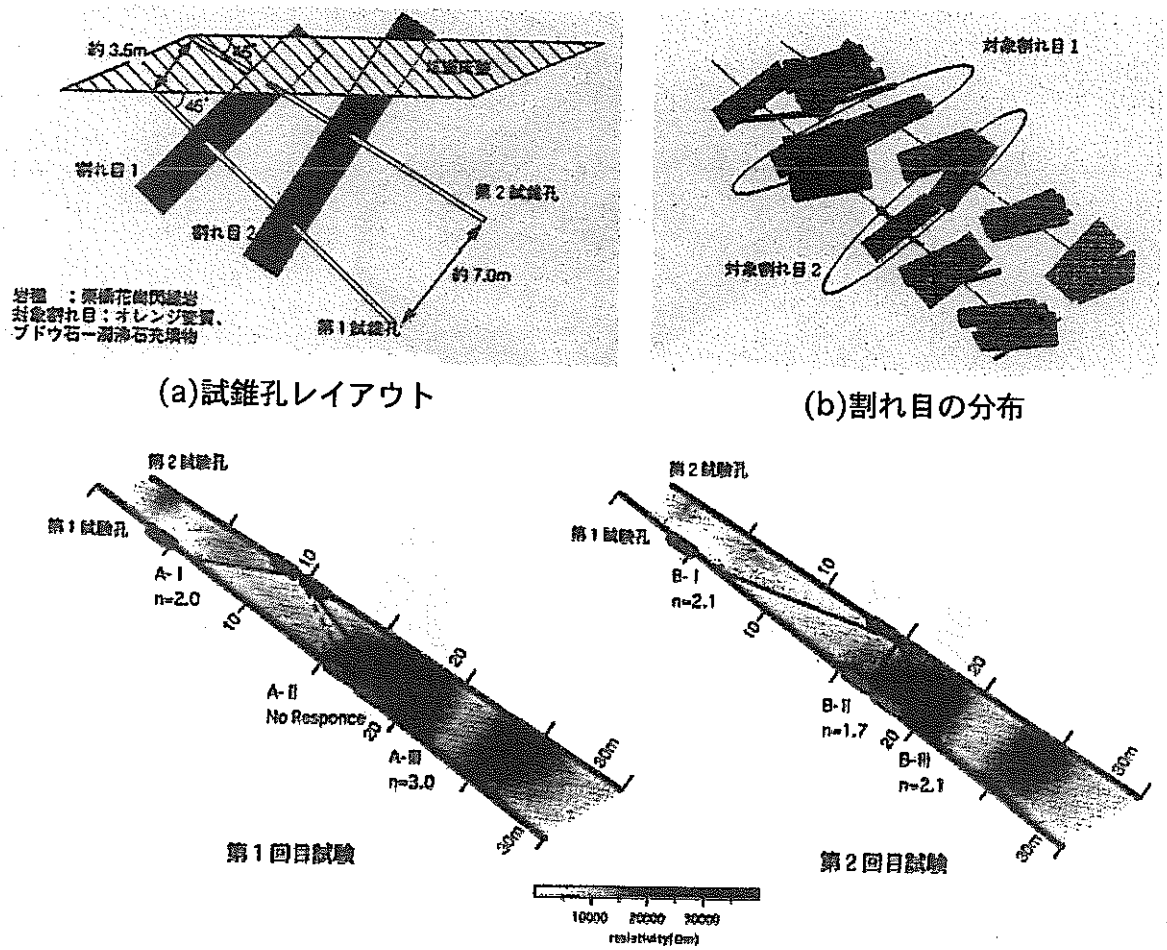


(a)調査領域（神岡鉱山）



(b)トモグラフィー調査結果の例

図 4.3-20 坑道を利用したジオトモグラフィー調査の例



(a)試錐孔レイアウト　　(b)割れ目の分布

(c)比抵抗トモグラフィ結果（2極法）との比較

図 4.3-21 試錐孔間水理試験と比抵抗トモグラフィーを組み合わせた調査の例

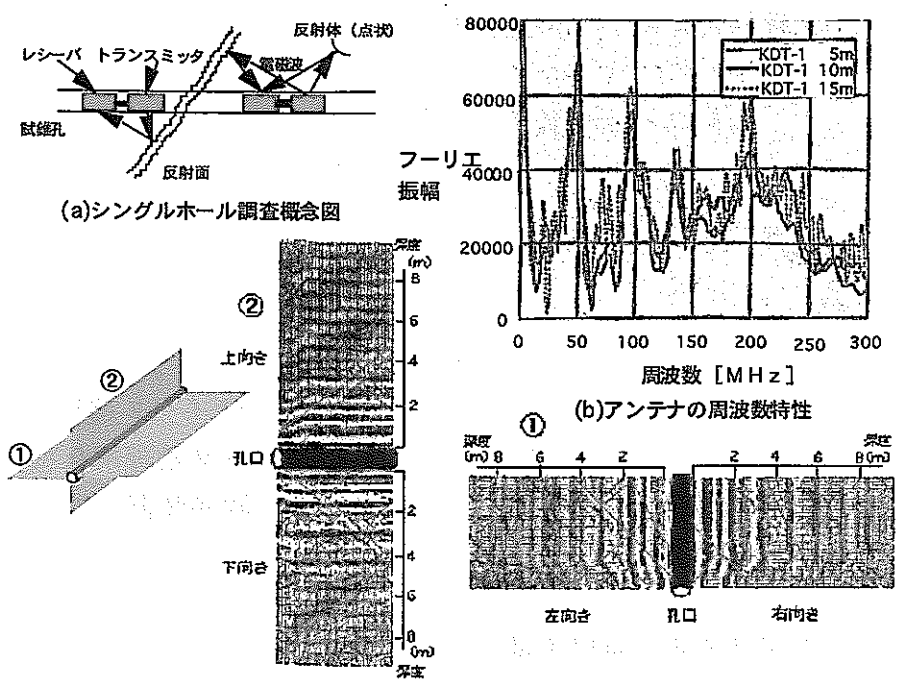


図 4.3-22 シングルホールレーダー調査の例（釜石鉱山）

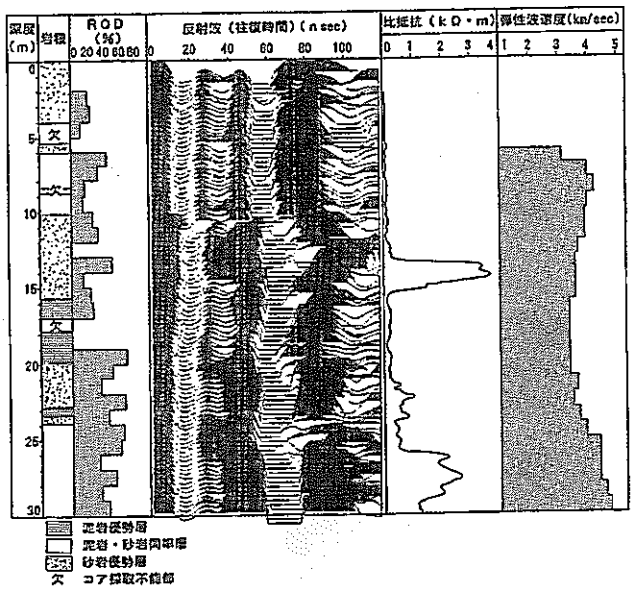


図 4.3-23 シングルホールレーダー調査と柱状図の組み合わせの例

4.3.2 地下水の水理特性に関する調査技術

地下水の水理データを取得するための調査技術・機器について，サイクル機構で開発してきた難透水性岩盤の透水係数測定技術，およびモニタリング技術を中心に取りまとめた。

1) 地上からの調査

(1) 表層水理観測システム

－概要－

調査地域の表層部における水収支を把握するために，サイクル機構では，気象観測装置，河川流量計，地下水位計，土壌水分計，およびデータ処理解析機器で構成される表層水理定数測定システムを開発した（図 4.3-24）。観測装置の概要および観測項目を以下に示す。

・基本構成：気象観測装置，河川流量計，地下水位計，土壌水分計，データ収録装置
・観測項目：気象観測（降雨量・風向・風速，気温・湿度・日照量・日射量・放射量・気圧・蒸発量）
・河川流量（測定範囲：8～40,000 l/min）
・地下水位（測定範囲：10m，精度：0.1%FS）
・土壌水分（測定範囲：0～10m H2O，精度：0.5%FS，深度：0.2m～5m）

－適用例－

サイクル機構が東濃地域で実施している広域地下水流動研究において使用している（3.3-2 1）東濃地域における広域地下水流動研究を参照）。

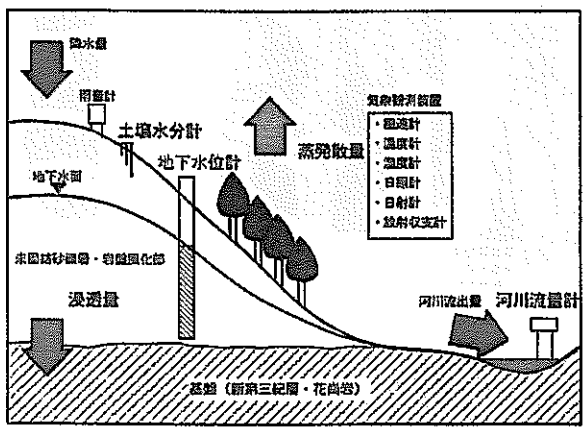


図 4.3-24 表層水理観測システム

2) 試錐孔を利用した調査

(1) 1,000m 対応水理試験装置

－概要－

地下深部の地下水流動を把握するためには，従来の土木分野などでは不透水層として取り扱われていた 10^{-8}m/s 以下の透水性を有する難透水性岩盤の水理学的特性も明らかにすることが必要である。また，調査対象深度が数100 m以深であることから，調査機器には高温高圧下で高精度なデータを取得できることが求められている。サイクル機構では，このような条件で調査が可能な，深度 1,000m までの難透水性岩盤を対象とした試錐孔を利用した原位置透水試験装置を開発した。

本装置の基本構造には，試錐孔内の崩壊を考慮して，パイプ方式（測定部をロッドに接続して昇降する方式）を採用している。本装置により実施可能な透水試験方法は，非定常法のＪＦＴ法と難透水性岩盤を対象に考案されたパルス法，および定常法の１つである揚水試験である。これらの透水試験法を併用することによって，10^{-6}m/s オーダーから 10^{-12}m/s オーダーまでの幅広い透水係数の測定範囲を確保している。

本装置の最大の特長は，５連のマルチパッカーと装置の先端に装着したＢＴＶ（ボアホールテレビ）である。５連のマルチパッカーによって，装置を孔内に設置したまま試験区間を２ｍから 14 ｍまで変更することが可能である。

また，ＢＴＶによってリアルタイムで装置の前方および側方の岩盤状況を把握することができるため，孔内抑留の可能性のある箇所の回避やパッカー設置部分の岩盤の状態の確認，さらに特定の割れ目（帯）を対象とするような試験区間の設定に精度が求められる場合でも確実に装置を設置することが可能である。

試験装置の概念を図 4.3-25 に示す。試験装置の構造と機能および性能は以下のとおり。

・基本構造：パイプシステム
・最大測定深度：G.L.-1,000m
・適応試錐孔径：Φ 75mm～130mm
・水理試験法　：水位回復法，定流量揚水試験，パルス法
・透水係数の測定範囲：10^{-6}m/s から 10^{-12}m/s オーダーまで
・データ解析手法：水位回復法とパルス法／
　　Hvorslev の方法 (1951)，Cooper らの方法(1967)
　　定流量揚水試験／Jacob の方法 (1946)
・特殊機能：前方と側方同時観察型ボアホールテレビ，マルチパッカー
・耐圧性能：最大 15Mpa
・耐温度性能：0℃から 70℃

－適用例－

現場における適用試験で上に記した性能を確認しており，広域地下水流動研究などにおいて実用している（3.3.1）。

なお，開発した試験装置は最大 15Mpa の耐圧性能を有することから，調査深度が1,500m 程度に及ぶ場合でも，開発した装置の改良と一部の部品を作り直すことで対応することが可能である。

また，石油掘削などの分野では測定深度 1,000m 以上の試験装置が実用化されているが開発した試験装置と比較すると精度面で劣る。

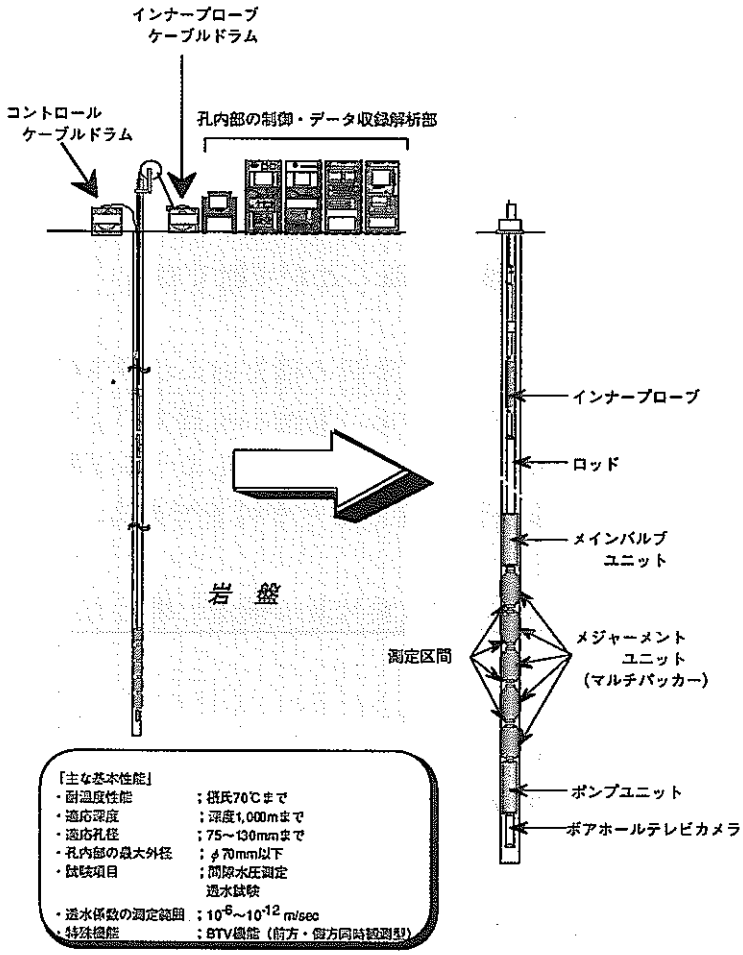


図 4.3-25 1,000m 対応水理試験装置

(2) 1,000m 対応揚水試験装置

－概要－

1,000m 対応揚水試験装置は原位置で地下深部岩盤の水理特性に関する信頼性の高いデータを取得するために開発した。本装置は深度 1,000m までの難透水性岩盤の水理データ（透水係数,比貯留係数など）を取得でき，長期にわたる揚水試験が実施で

きる機能を備えている。

試験装置の概念図を図4.3-26に示す。また，試験装置の概要を以下に示す。

・基本構造：パイプシステム
・最大測定深度：G.L.-1,000m
・適応試錐孔径：100mm以下
・水理試験法：定流量揚水試験，定圧揚水試験
・データ解析手法：定流量揚水試験／Jacob-Cooperの方法(1946)
　　定圧揚水試験／Jacob-Lohmanの方法(1952)
・試験区間長：10m 以上　（性能試験結果）
・耐圧性能：最大15Mpa
・耐温度性能：0℃から70℃

－適用例－

広域地下水流動研究などにおいて実用しており，その有効性が確認されている（3.3-1）。

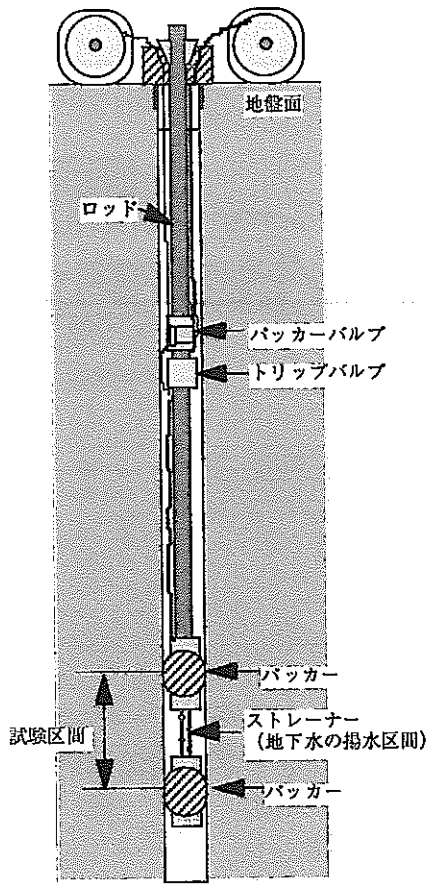


図 4.3-26 1,000m対応揚水試験装置の概念図

(3) 地下水流向流速計

－概要－

地下水流向流速計は単一孔で地下深部岩盤中の地下水の流向と流速を測定する装置である。装置の概念図を図 4.3-27 に示す。また，装置の特徴を以下に示す。

・使用機器：単一孔式地下水流向流速計
・単一の試錐孔で地下水の流向と流速が測定可能。
・1×10^{-4}～1×10^{-8} m/s のダルシー流速が測定可能。
・任意の深度で繰り返し測定可能。
・測定原理は，電極間の抵抗値の変化を検出する電位差方式。

－適用例－

透水係数が 1×10^{-6} m/s オーダーを示す割れ目集中帯において流向流速の測定を実施したところ，流向に関しては各深度毎に参考程度ではあるが流れの方向を確認することができ，流速については，1×10^{-7}～1×10^{-9}m/s オーダーの値が得られ，単一孔式地下水流向流速計を用いて地下水の深部岩盤中における流向と流速のデータを取得できることが確認された。ただし，地下水の流速が遅い場合については，移流と拡散の両者を考慮した解析を実施する必要がある。

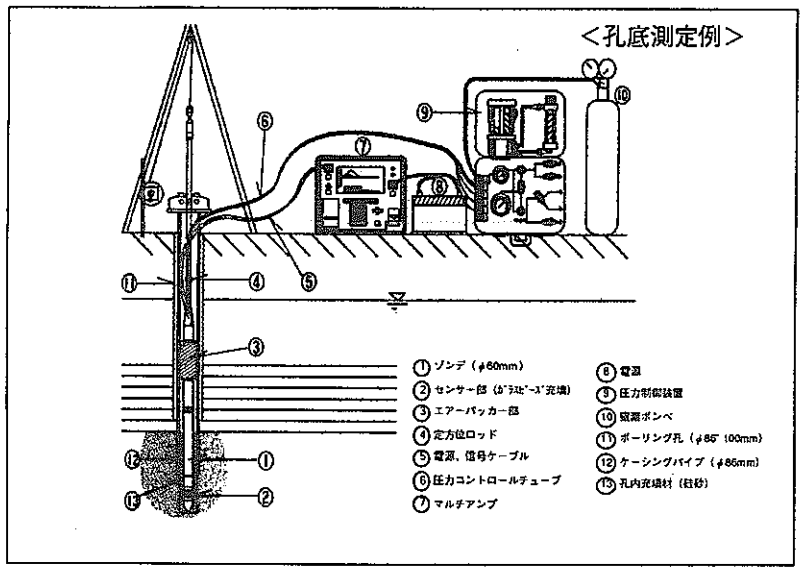


図 4.3-27 地下水流向流速計の概念図

(4) フローメーター検層

－概要－

フローメータ検層は，ワイヤーライン装置で試錐孔内を上下させ，試錐孔内の上昇

流，下降流をプローブのインペラーに対する流体の相対速度として検出する測定手法である（図 4.3-28）。地熱資源開発等の分野で用いられ，試錐孔における水圧破砕前後の透水性割れ目の分布の把握，透水係数の算出等に利用されている（花野ほか，1994）。

スウェーデンでの研究では，フローメータ検層は試錐孔における透水性割れ目の分布の情報を提供し，その情報は水理モデル構築に有効であることが報告されている（K-E Almen and O.Zellman 1991）。

－適用例－

フローメータ検層を東濃鉱山周辺の花崗岩中に掘削された試錐孔に適用し，以下のことが明らかとなった（尾方ほか，1997）。

・フローメータ検層によって地下水の流入出が認められた部分の透水係数を算出した結果，1×10^{-5}～1×10^{-6}m/s オーダーの透水性を示し，同深度区間の原位置透水試験の測定結果と一致した。
・試錐孔内において，主要な透水性割れ目帯の分布の把握と，その透水係数の算出にはフローメータ検層を用いた調査が有効であることが確認できた。

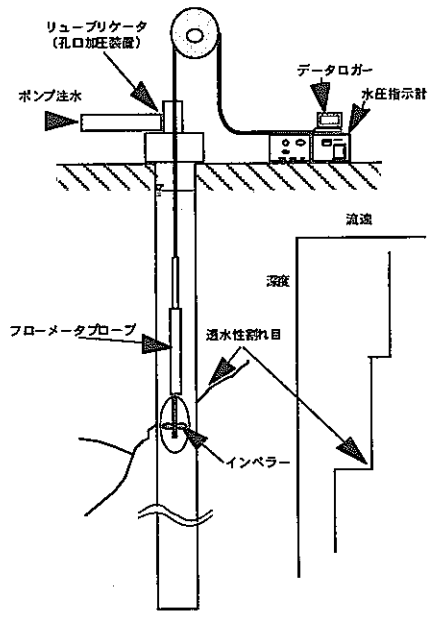


図 4.3-28 フローメーター検層概念図

(5) MP システム，1,000m 対応地下水の長期モニタリング装置

－概要－

カナダ West Bay 社が開発した MP システム（図 4.3-29）は，試錐孔内に複数のパッ

カーを設置して多区間で間隙水圧の観測ができるシステムで，既に多くの実績がある（システムの詳細は4.3.3に後述）。しかしながら，立坑の周辺など大きな差圧の発生が予想される場所での水圧測定が困難であるため，1,000 m対応地下水の長期モニタリング装置を開発中である。なお，上述した2種類の装置とも地下水の採水機能を備える。

1,000m対応地下水の長期モニタリング装置の概念を図4.3-30に示す。構造と機能および性能は以下のとおり。

・基本構造：パイプシステム
・最大測定深度：G.L.-1,000m
・適応試錐孔径：Φ 86mm～130mm
・水圧観測法　：孔内水位と観測区間内の水位差を測定
・圧力計：差圧計
・圧力計の測定容量と測定精度：
　　測定容量　1Mpa
　　測定精度　0.5%FS
・差圧条件：最大3MPa
・耐圧性能：最大15Mpa
・耐温度性能：0℃から70℃
・採水機能：バッチ式
・採水容量：300cc～500cc

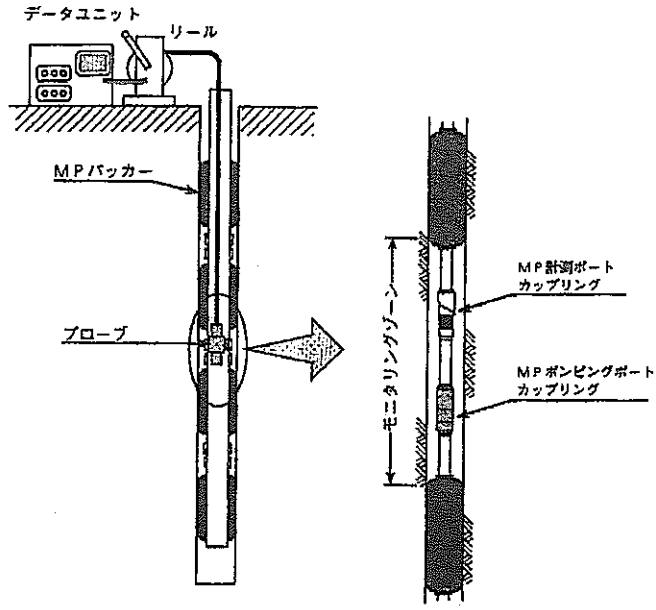


図 4.3-29 ＭＰシステム概念図

－適用例－

MP システムの適用性を確証するために，東濃鉱山周辺に設置し，既に8年以上の連続計測の実績がある。また，近年，深度1,000m まで測定可能なシステムを導入し，現段階では間隙水圧の長期観測に最も適した装置である。ただし，大きな差圧が発生する場所ではMP システムが適用できなくなるために，1,000m 対応地下水の長期モニタリング装置の実用化を急いでいる。

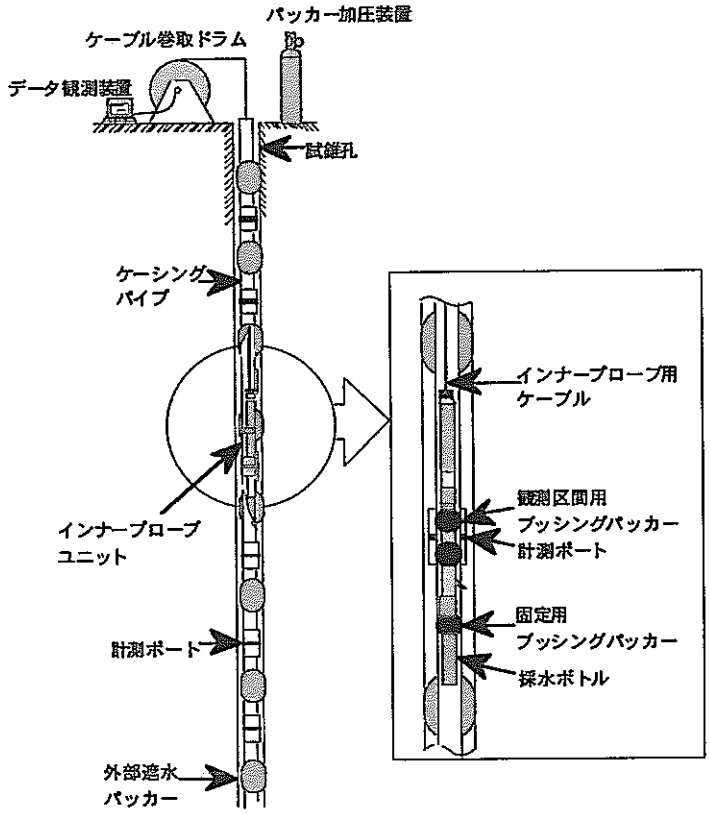


図 4.3-30 1,000m 対応地下水の長期モニタリング装置の概念図

(6) 岩芯を用いた透水試験

トランジェントパルス法により難透水性岩石の水理定数が測定できる室内透水試験装置を開発した（中野ほか，1991）。本装置は，岩石供試体が採取された応力状態を再現するために岩石供試体を圧力容器の中に封入して高圧力条件の下で試験が行える。また，難透水性岩盤の透水係数を測定するための試験法として，圧力伝播を利用したトランジェントパルス法と微流量を測定できる定水位法を備えている。試験装置の概念を図4.3-31 に示す。

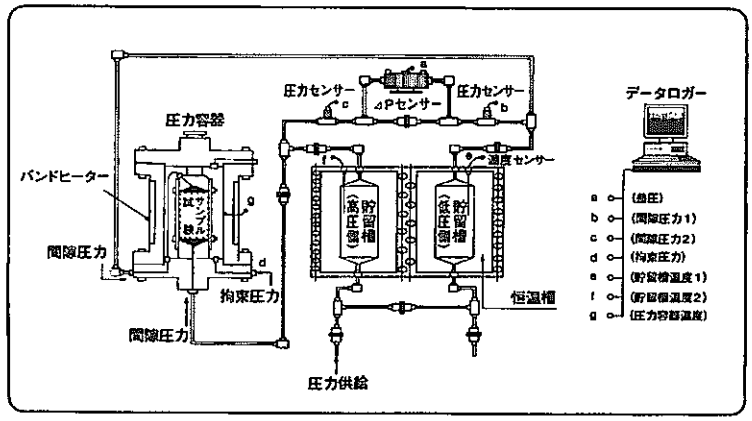


図 4.3-31 室内透水試験装置の概念図

試験装置の構造と機能および性能は以下のとおり。

・透水試験法：定水位法，トランジェントパルス法
・透水係数の測定範囲：10^{-6}m/s から 10^{-14}m/s オーダーまで
・データ解析手法：定水位法／定常式
　　トランジェントパルス法／Brace(1968)らの方法
・温度制御範囲：0℃から 100℃
・圧力水頭差：最大 5Mpa
・間隙圧力：1Mpa から 25Mpa
・拘束圧力：1Mpa から 25Mpa
・供試体寸法：直径Φ 30mm から 90mm，長さ 50mm から 150mm

－適用例－

開発した装置を使用して安山岩と花崗岩を対象として試験を行った。安山岩の試験では定水位法を1回，トランジェントパルス法を繰り返し4回実施した。試験の結果，定水位法とトランジェントパルス法の各データより求められた透水係数は良く一致した。花崗岩の試験ではトランジェントパルス法を繰り返し2回実施した（難透水性岩石であるために定水位法では測定困難）。試験の結果，2つのデータより求められた透水係数は良く一致し再現性の高いことを確認している。

3) 地下施設を利用した調査

(1) 水理学的ゆるみ領域計測装置

－概要－

十分な遮水性能を有する小型のパッカーで坑道壁面近傍に複数の測定区間を設定し，坑道壁面近傍の不飽和領域での透水試験を可能とする水理学的ゆるみ領域計測装置を開発した（後藤ほか，1992）。

本装置は，測定される間隙水圧や透水係数といった水理学的パラメータを指標として，坑道掘削に伴って発生する岩盤周辺のゆるみ領域の範囲と性状を把握するものである。

装置の概念を図4.3-32に示す。装置の機能および性能は以下のとおり。
・最大測定深度：12m
・測定区間数：最大試錐孔1孔につき5区間
・測定区間長：最短10cm　・測定区間の間隔：最短で33cm
・適応試錐孔径：ϕ 55～76mm
・測定項目：間隙水圧，透水係数（定圧注水試験）
・透水係数の測定範囲：1×10^{-7}～1×10^{-11}m/s
・間隙水圧の測定範囲：最小値　-0.1Mpa,最大値1 Mpa
・注水流量の測定範囲：最小値　1cc/h,最大値500cc/h

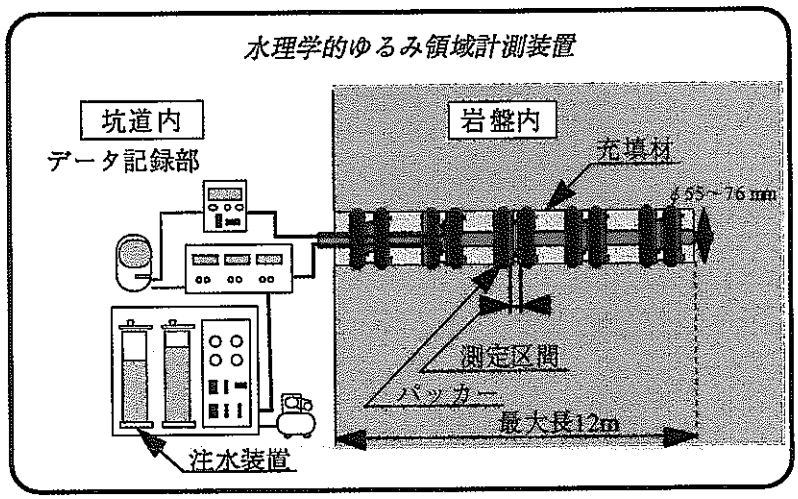


図 4.3-32 水理学的ゆるみ領域計測装置の概念図

－適用例－
開発した装置を用いて東濃鉱山や釜石鉱山の坑道壁面近傍において透水試験を実施した結果，坑道壁面近傍で間隙水圧と透水係数の分布に関する詳細な情報を得ることができ，開発した水理学的ゆるみ領域計測装置の有効性が確認できた。（佐藤ほか，1992，安達ほか，1996）。

(2) 試錐孔間水理試験装置
－概要－
試錐孔間水理試験装置は物質の移動現象の解明に不可欠な坑道周辺の単一割れ目を対象に，比貯留係数，透水係数，透水異方性および間隙水圧の測定を目的として開発された。

本装置の最大の特長は正弦波圧力注水試験が実施できることである。正弦波パターンの圧力注水の利点は，潮汐などによってバックグランドの水圧が変化した場合でも，試験の圧力応答が抽出できる点である。

試験装置の概念を図4.3-33に示す。試験装置の機能および性能は以下のとおり。

・水理試験法：単孔式透水試験／定圧注水試験，定流量注水試験
　　多孔式透水試験／正弦波注水試験
・正弦波周期：1 cycle/min～1 cycle/day
・注水流量：0.02 l/hour～200 l/hour
・データ解析手法：単孔式透水試験／Hvorslevの方法(1951)
　　多孔式透水試験／Blackらの方法(1986)

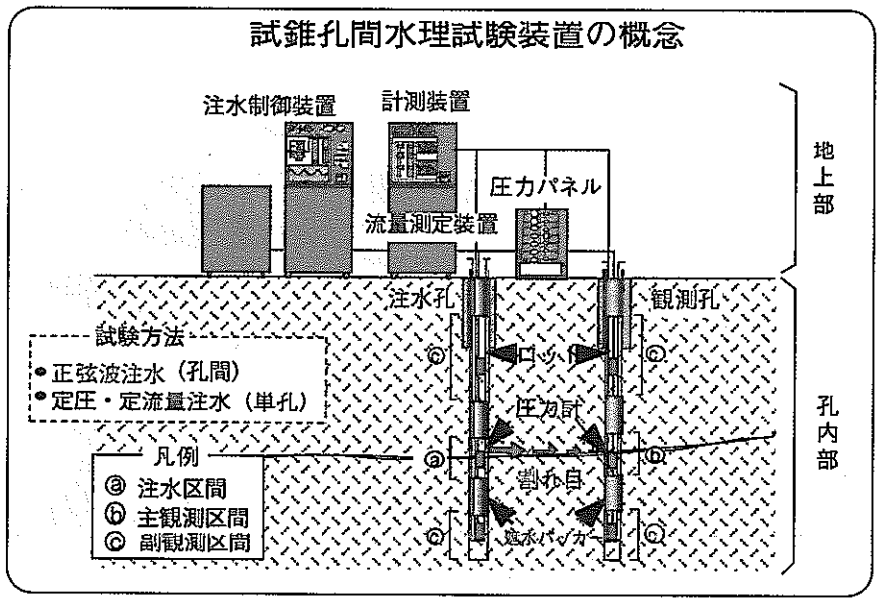


図4.3-33 試錐孔間水理試験装置の概念図

－適用例－

釜石原位置試験において適用試験を実施し，試錐孔間水理試験装置が正常に機能することを確認している（竹内ほか，1998b）。現在，データの解析手法についての検討を進めている（竹内ほか，1998a）。

(3) 動燃式ＪＦＴ試験装置

－概要－

坑道内より掘削された試錐孔を用いて，難透水性岩盤の透水係数や間隙水圧などの水理データを取得する動燃式ＪＦＴ試験装置（柳沢ほか，1989）を開発した。

動燃式ＪＦＴ試験装置の概念を図4.3-34に示す。試験装置の基本的な性能を以下に示す。

最大挿入深度：500mまで
適応試錐孔径：Φ 65mm～100m
水理試験法：水位回復法（および注入法），パルス法
透水係数の測定範囲：10^{-6}m/sから10^{-11}m/sオーダーまで
データ解析手法：Hvorslevの方法（1951），Cooperらの方法（1967）
耐圧性能：最大5Mpa
耐温度性能：0℃から約70℃

－適用例－

釜石原位置試験においてその有効性が確認されている。
試験装置の開発は終了した。既に多くの測定実績があり，データの信頼性も十分に確保されている。

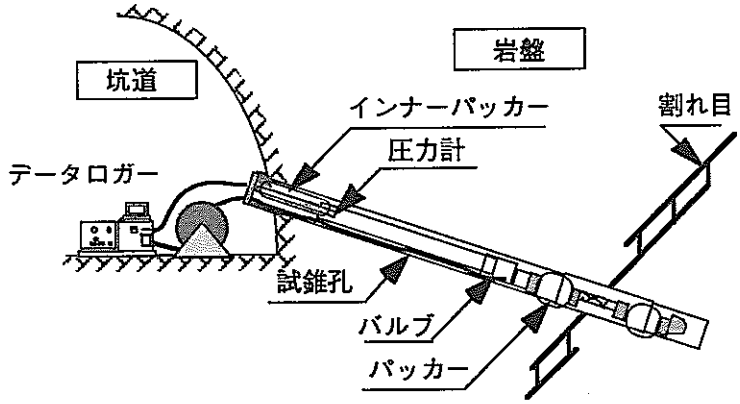


図 4.3-34 動燃式ＪＦＴ試験装置の概念図

(4) 低圧ルジオン水理試験装置

－概要－

坑道内より掘削された試錐孔を用いて難透水性岩盤の透水係数や間隔水圧を測定する低圧ルジオン水理試験装置（尾形ほか，1992）を開発した。本装置の概念を図4.3-35に示す。基本的な性能を以下に示す。

最大挿入深度：200mまで
適応試錐孔径：Φ 65mm～100mm
水理試験法：定圧注入法
透水係数の測定範囲：10^{-5}m/sから10^{-9}m/sオーダーまで
データ解析手法：Hvorslevの方法（1951）
耐圧性能：最大2Mpa
耐温度性能：0℃から約70℃

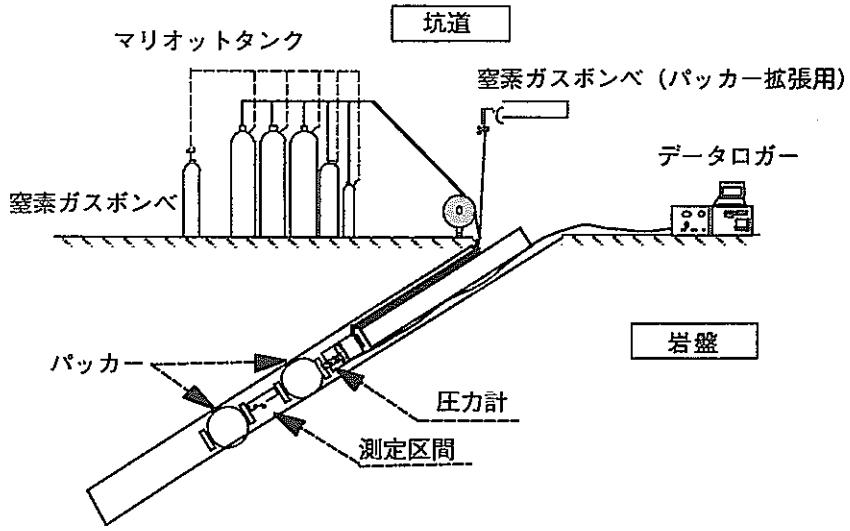


図 4.3-35 低圧ルジオン試験装置の概念図

－適用例－

釜石原位置試験においてその有効性が確認されており，試験装置の開発はほぼ終了している。既に多くの測定実績があり，データの信頼性も十分に確保されている。

(5) 間隙水圧測定装置

－概要－

試錐孔からの湧水を抑えて，複数の観測区間で間隙水圧を連続観測できる間隙水圧測定装置を開発した。本装置はアンカーボルトにより坑道壁面に固定され，パッカーおよびロッドを固定する孔口マニホールドを備えている。また，5個のパッカーを連結し，最大で6区間の間隙水圧の連続観測できる機能を有する（和久田ほか，1996，図 4.3-36）。

－適用例－

釜石原位置試験においてその有効性が確認されており，3年間その性能を保持している（3.3-1 参照）。

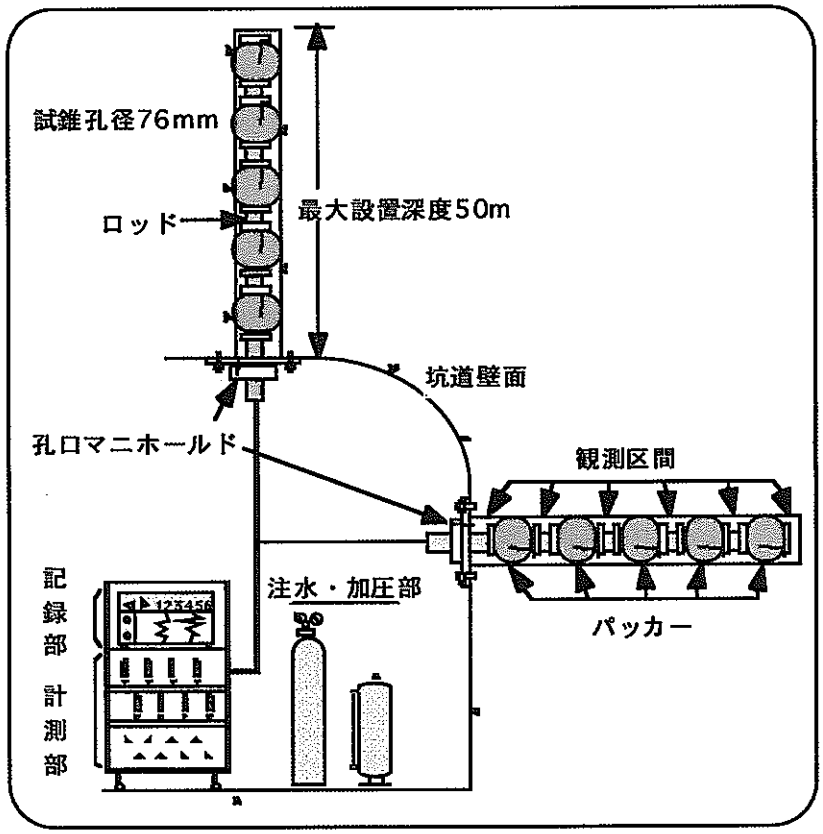


図 4.3-36 間隙水圧測定装置

(6) 蒸発量測定装置

－概要－

渡辺ほか（1989,1990）により考案された蒸発量測定装置は2つの点の相対湿度と温度を同時に測定し，これらの値から絶対湿度と絶対湿度勾配を演算することができる。さらに，絶対湿度勾配に測定した温度に対する空気中の水分の分子拡散係数を乗じて蒸発量を求めることにより，坑道における湧水量分布を把握する。

試験装置の概念を図4.3-37に示す。試験装置の構造と機能は以下のとおり。

・装置の構成：センサー部，パーソナルコンピュータ，センサー部の台座
・センサー部の構成：1対の温度と湿度センサー×2組
・センサー部の配置数：最大5組

－適用例－

釜石原位置試験においてその有効性が確認されている。同装置はスウェーデンやスイスでも測定実績があり，割れ目帯では蒸発量が大きくなるなど有益な研究成果が示されている（Watanabe.K.,1991）。

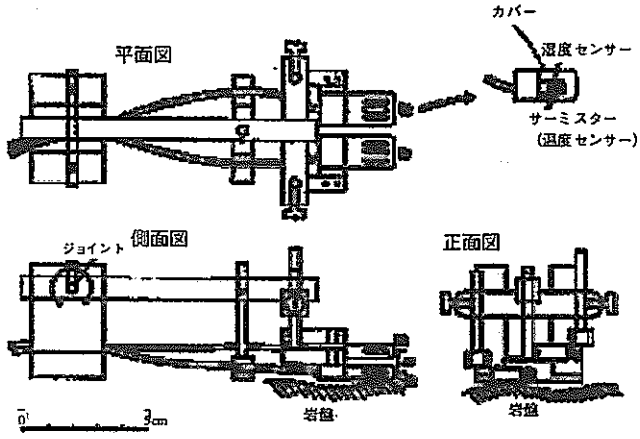


図 4.3-37 蒸発量測定装置の概念図

4.3.3 地下水の地球化学特性に関する調査技術

地下水の地球化学データを取得するための調査技術・機器について，サイクル機構で開発してきた地層水を汚染せずに（掘削水や他の地層水を混入させずに）採水する技術，および現位置で地層水の物理化学パラメータを測定する技術を中心に取りまとめた。

1) 地上からの調査

(1) 表層水の採水・分析

既存の物理化学パラメータ測定用機器により，表層水（河川水や土壌水）の物理化学パラメータの測定を行う。各測定項目の測定方法，再現性は以下のとおり。

・pH
　　測定機器： pHメーター，ガラス電極
　　繰り返し精度：±0.1pH

・Eh (ORP：酸化還元電位)
　　測定機器： Ehメーター，白金電極
　　繰り返し精度：±10mV　充分時間が経過した後，安定した値をデータとする。

・水温
　　測定機器： 水温計
　　繰り返し精度：±0.5℃

・溶存酸素濃度
　　測定機器： 酸素濃度計
　　繰り返し精度：±0.01mg/l

・電気伝導度
　　測定機器：電気伝導度計
　　繰り返し精度：±0.1 μ S/cm

2) 試錐孔を利用した調査

(1) パッカー式地下水サンプラー

－概要－

従来の試錐孔全体を利用したベーラー式の採水方法では，掘削水の混入や他の地層水の混合を避けることができない。パッカー式地下水サンプラーは，試錐孔内において採水区間の上下をパッカー（遮水性能を有する風船状の硬質ゴム）で区切ることによって，任意の深度から地下水を採取できるよう開発された装置である（図 4.3-38，柳沢ほか，1991）。本装置は，スウェーデン BAT 社が開発した BAT 式地下水モニターシステム（両端針を用いて採水・測定を行うシステム）に遮水用のラバーパッカーを組み合わせたものである。地下水が存在していた環境を保持した状態（被圧・不活

性状態）で地下水を採取することが可能である。

本装置は，①試錐孔内の採水区間を区切る上下パッカー部分，②採水区間から地下水を採取し，地上へ回収する部分（地下水サンプラー），③昇降装置，から構成されている。地下水の採水区間は，0.5mから3 mの間で0.5m毎に任意に設定することができる。地下水サンプラーには容量 500mlのステンレス製ボトルを用いており，深度500mまでの採水に適用可能である。

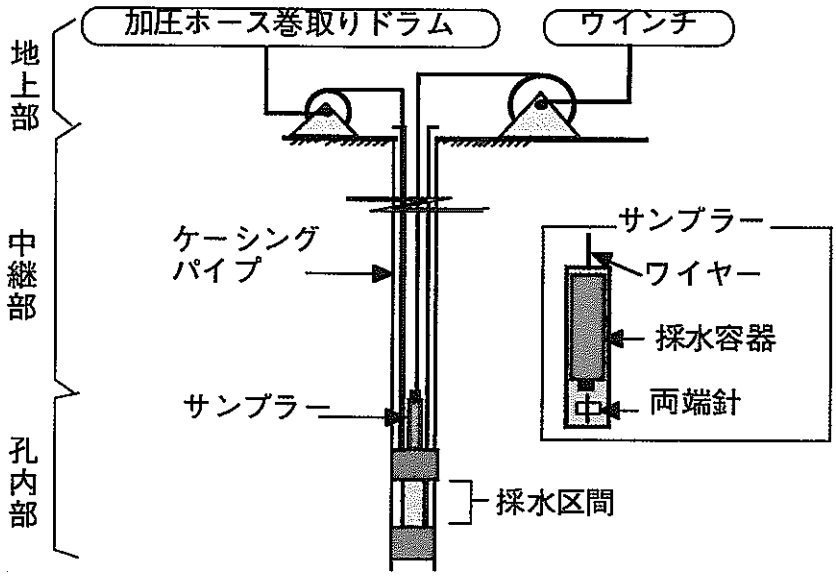


図 4.3-38 パッカー式地下水サンプラーの概念図

この装置を用いた採水においては，予備採水終了の判断基準が重要であり，地層水の化学組成が一定であるとの仮定に基づいて，採取した試料水の物理化学パラメータ値および主要化学成分濃度が，採水量とともに一定の値に達した時点で，採水区間が地層水と完全に置き変わったと判断している。また，予備採水の途中で取得したデータから，2成分混合モデルにより計算される地層水の値と予備採水終了後の地層水の値が一致することから，試錐孔崩壊などの理由により予備採水の途中で採水が困難となった場合でも，2成分混合モデルにより地層水の化学組成を推定することが可能である（濱 ほか, 1993, Hama et al. 1994）。

(2) MP システム

－概要－

MP(Multiple Piezometer）システムは，カナダにおいて開発された地下水モニタリングシステムで，試錐孔内に複数のパッカーを設置することによって，多区間での水圧計測および地下水採取が可能なシステムである。本システムは，①1本の試錐孔内で

同時に多数の測定・採水区間を設定できる，②各区間における間隙水圧や透水係数の測定および採水が可能である，③被圧・不活性状態を保存したままの地下水採水が可能である，などの特長がある（Black,W.H., et al. 1986）。装置のケーシングは，硬質プラスチックあるいはステンレスで形成されており，水圧計測プローブを定点設置することにより，複数の任意区間の水圧を連続的にモニターすることができる。また，採水プローブを用いて500mlの採水ボトル（250ml×2本）に，バッチ式採水ができる。予備採水では，採水区間の排水ポートを開け，採水区間とケーシング内を連結し，ベーラーによる連続排水が可能である。

－適用例－

国内では深度200m程度までの設置例が多数あり，岐阜県東濃地域において，深度840m（約84kgf/cm2）までの温度や水圧などの定常測定，地下水採水を行った例がある。国外では，イギリスのシェラフィールドにおいて深度1,500m程度までの適用例がある。

(3) 1,000m対応地下水の地球化学調査機器

－概要－

本装置は図4.3-39に示すように，採水を行う深度1,000m対応の地下水の採水装置と物理化学パラメータの測定を行う地球化学検層ユニット（次項を参照）を組み合わせたものである。そして，①試錐孔の調査区間内に残留する掘削水を迅速に除去して地層水に置換した上で，原位置における地下水のpH，酸化還元電位，電気伝導度などの物理化学パラメータの測定が可能であること，②大気と全く接触させずに被圧状態での地下水の採水が可能であること，③深度1,000mまでの温度条件（わが国の平均地温勾配（約3℃/100 m）から推定すると地上部付近の地下水温度＋30℃となる）および水圧100kgf/cm^{2}の条件に耐え得る構造であること，④選定した調査深度に確実に装置を設置するために材料の伸びなどに起因する深度誤差を低減すること，等を基本概念として開発された本装置を用いて，深度1,000mまでの地下水の採水と物理化学パラメータの原位置での測定が可能である(濱ほか, 1996）。本装置は地上部，中継部，孔内部に分類することができる。地上部は電源部とデータ収録装置から構成される。中継部および孔内部は，ケーシングパイプ，複合ケーブル，パッカーシステム，孔内システムなどから構成される。

－適用例－

現場における本装置の適用試験の結果，以下のようなデータが得られており，深度1,000mまでの調査機能・性能が確認されている。

1）間隙水圧 9.2Mpaの条件下で，平均採水速度47ml/ 分（ポンプ式採水）で採水が可能。
2）前記の間隙水圧条件下でパッカーが十分な遮水性能を有している。

3）水温35℃，間隙水圧 9.2Mpa の環境条件下で孔内部が確実に制御でき，正常にデータを表示・収録できる(中野ほか, 1997, 濱ほか, 1995）。

なお，開発した装置は最大 15Mpa の耐圧性能を有することから，調査深度が 1,500m 程度に及ぶ場合でも，開発した装置の改良と一部の部品を作り直すことで対応することが可能である。

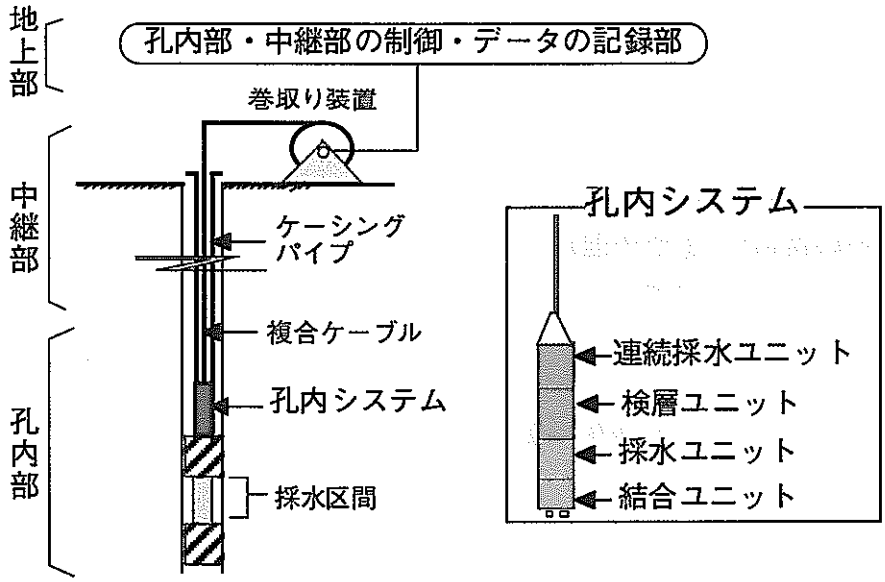


図 4.3-39 1,000m 対応地下水の地球化学特性調査機器の概念図

(4) 地球化学検層ユニット

－概要－

地球化学検層ユニットは，上述のとおり 1,000m 対応地下水の採水装置と連結して使用する装置である。採水装置を用いた予備採水の過程において，採水区間内の水が完全に地層水へ置換したか否かを判断するために，本装置を用いて採水区間内の水の基本的な物理化学パラメータ（pH，電気伝導度，酸化還元電位，硫化物イオン濃度，水温）を測定する。また，予備採水終了後は，パッカー式地下水サンプラーや MP システム，地下水水質連続モニタリング装置では測定することのできない深度 1,000m までの地下水の物理化学パラメータを原位置で測定することができる。物理化学パラメータの測定において，採水された地下水を連続的に地球化学検層ユニットに供給することにより，物理化学パラメータのモニタリングが可能である。

－適用例－

岐阜県東濃地域の土岐花崗岩に掘削された試錐孔において，装置の機能を確認するために現場試験を実施した。この試験では，深度 966～973m において地下水の連続採水を行い，物理化学パラメータの連続測定を行った。この例では，連続採水量が 150

リットルを越えた時点より pH，電気伝導度とも安定する傾向を示した。連続採水量の150リットルは採水区間体積の約5.5 倍に相当し，地層水を採水するために採水区間体積の5倍程度の連続採水を必要とした報告事例（濱 他, 1993, Hama et al. 1994）とよく一致した。このことから，本装置が備える物理化学パラメータの計測機能により，採水区間中の水が地層水に置換されたか否かが判断可能である。

3) 地下施設を利用した調査

(1) 坑道内採水装置

－概要－

坑道から掘削された試錐孔を利用して地下水の地球化学特性を把握するため，1本の試錐孔において複数の区間を設定し，地下水の連続採水ができかつ，間隙水圧が測定できる装置を開発した。

坑道内採水装置の概念を図4.3-40に，機能を以下に示す。

・基本構造：パイプシステム
・最大測定深度：１００ｍ
・適応試錐孔径：７６～１００ｍｍ
・使用温度範囲：０～３０℃（凍結なきこと）
・耐圧性能：２ＭＰａ
・採水方法：連続採水

－適用例－

現在，調査において活用している

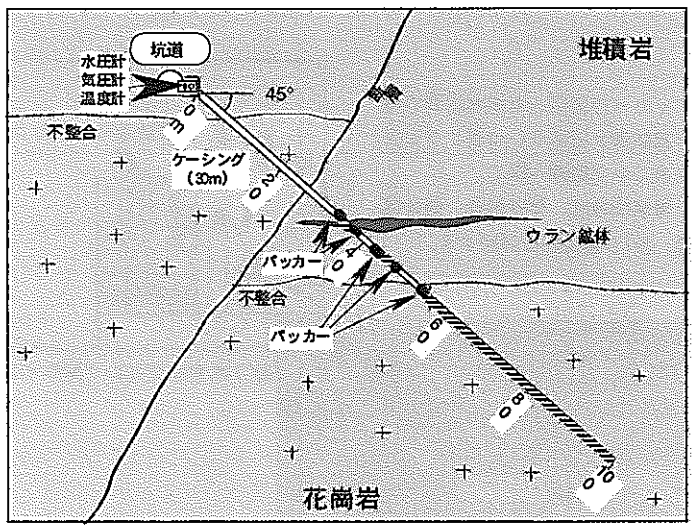


図 4.3-40 坑道内採水装置の概念図（東濃鉱山）

(2) 水質連続モニタリング装置

－概要－

地下水の酸化還元電位や溶存酸素濃度といったパラメータは大気に触れるとその値が変化してしまう。そこで，これらのパラメータを無酸素状態で測定できる水質連続モニタリング装置を開発した。測定装置の概要を図4.3-41に示す。

地下水は，大気に触れることなく連続的に測定電極を納めたフローセルに導かれ，各パラメータ値が測定される。測定されたパラメータ値は，記録ユニットで連続的に記録される。測定値が安定した時点の値を，その地下水の持つ物理化学パラメータ値とする。

測定可能なパラメータと測定セルの仕様は以下の通りである。

・pH：ガラス電極，参照電極（Ag/AgCl内部電極）
　　繰り返し精度±0.1pH
・Eh：白金電極，参照電極（Ag/AgCl内部電極）
　　金電極，参照電極（Ag/AgCl内部電極）／繰り返し精度±10mV
・EC：3電極方式，セル定数約1 cm／繰り返し精度±10 μ S/cm
・Temp.：白金抵抗体／繰り返し精度±0.5度
・溶存酸素濃度：ポーラロ電極／繰り返し精度±2 μ g/l

－適用例－

連続モニタリング装置によって測定された地下水の酸化還元電位の値は，地下水の溶存化学種の濃度から理論的に計算される酸化還元電位の値とほぼ等しく，連続モニタリング装置の実用性が確認できた。

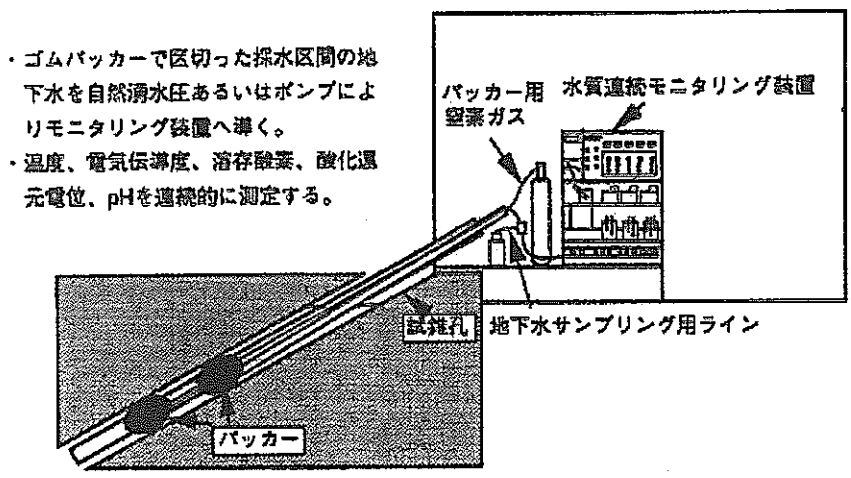


図 4.3-41 水質連続モニタリング装置の概念図

4.3.4 岩盤の熱および力学特性に関する調査技術

本節では，岩盤の熱および力学特性を把握するために主に土木分野で適用されている調査技術，サイクル機構において坑道の掘削影響を把握するための試験技術としてその適用性を検討してきた技術，あるいは現在開発中の技術について取りまとめた。

1) 試錐孔を利用した調査

(1) 原位置初期応力測定

－概要－

地下空洞の規模が大きい場合や，坑道が立体的に配置される場合，岩盤の3次元主応力を求める必要が生じる。試錐孔を利用して，主応力の大きさと方向に関して，値の算出に仮定を設けずに3次元主応力を決定できる方法は次の4つである。

・応力解放法（Hallbjorn L.，1986, Hallbjorn L. et al.，1990, Leite M. H. et al.，1996）
・人工ノッチを入れた水圧破砕法（Hayashi K. et al.，1989）
・HTPFと地震の発振機構解析の組み合わせる法（Zoback M. D.，1993）
・掘削で誘起された引張き裂を用いる方法（Okabe T. et al.，1996）

このうち応力解放法については，Swedish State Power Board社が開発したプローブ（Hallbjorn L.，1986 ）を用いた測定は数百回の実績がある。その他の方法の適用例は1回のみである。3つ目の方法は，地質状況によっては3次元主応力を算出できない可能性があり，4つ目の方法は，直線のボーリング孔には適用できないとともに，引張き裂の発生を事前に予測できないという短所がある。

したがって，応力解放法は3次元主応力を算出する際の仮定や測定上の制約条件が少なく，測定の実績が多い方法と言える。応力解放法の測定概念図を図4.3-42に示す。

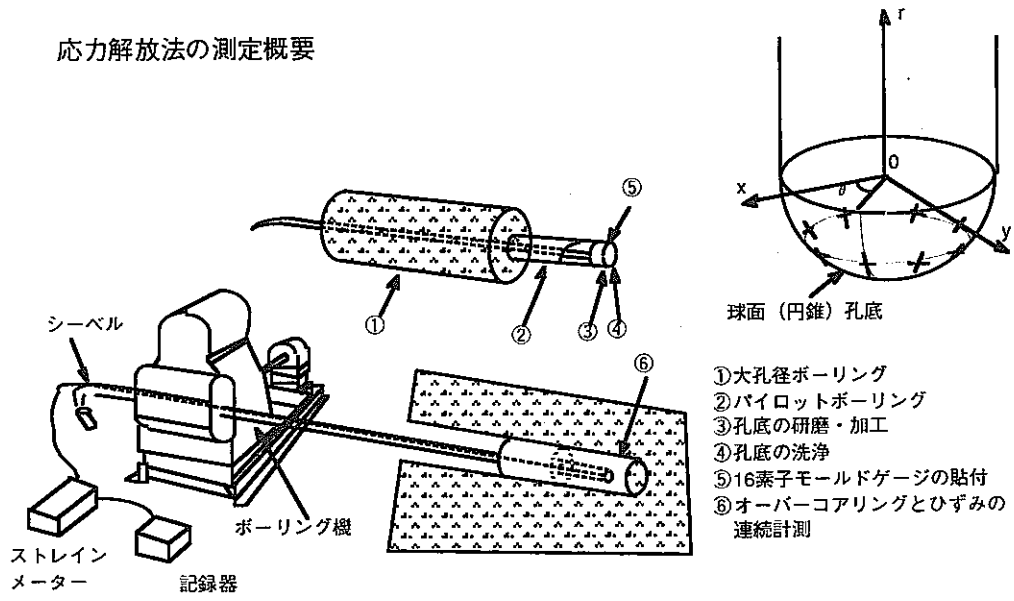


図 4.3-42 応力解放法の測定概念図

－適用例－

応力解放法は深度 500m 程度までは適用実績が多いが，深度 1,000m まで測定可能な既存の装置は存在しない。サイクル機構では深度 1,000m 対応の応力解放法の装置を開発中である。

(2) 孔内載荷試験

－概要－

孔内載荷試験は，原位置岩盤の力学特性を計測する安価な方法として，日本では土木構造物の設計において一般に用いられている。孔内載荷試験は，ボーリング孔内において，ゴムパッカーやジャッキによる載荷を行い，得られた荷重～変位曲線から原位置岩盤の変形係数，弾性係数を求めるものである。

以下，一般に使用されている代表的な機器について述べる。

・エラストメータ

図 4.3-43 に示すようにゴムパッカーを利用して孔壁全体に等分布荷重を与え，ゴムパッカー部に内蔵された LVDT(Linear Variable-Differential Transformer)により孔壁変位を測定する。孔壁変位と荷重との関係から変形係数，弾性係数を求める。

・S-200

基本的な測定方法はエラストメータと同じであるが，軟岩～硬岩まで対応できるよう載荷上限値が大きくなっている点と，変位計測方向が 2 方向であり原位置岩盤の異方性も評価できる構造になっている点が特長である。

・KKT

図 4.3-44 に示すように小型ジャッキを用い，孔壁の一部に等変位載荷を行って，得られた荷重～変位曲線から岩盤の変形係数，弾性係数を求める。載荷方向を変化させることにより，岩盤の異方性を求めることができる。同装置の適用深度は最大 300m であるが，サイクル機構では深度 1000m まで測定可能な装置を開発中である。

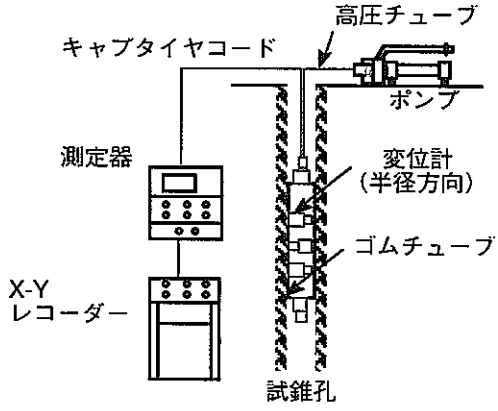


図 4.3-43 エラストメーター

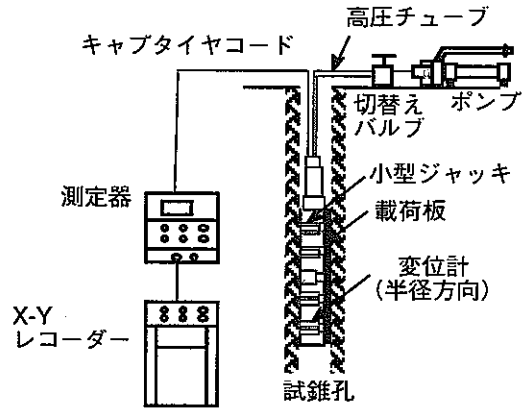


図 4.3-44 ＫＫＴ

(3) 温度検層

－概要－

温度計を小型ゾンデに挿入し，5～10m/min 程度の速度で降下させて，ボーリング孔内の温度分布を測定する。温度計としては，小型で感熱応答が早く測定感度が良いサーミスター温度計が使われる。

(4) 岩芯を用いた応力測定

－概要－

岩石コアを用いた3次元応力測定は，原位置試験に比べ安価にできる可能性があることと，測定深度に制限がないといった利点がある。現在使用されている代表的手法としては以下のようなものがある。

① AE 法　② DRA 法　③ DSCA 法

以下に，それぞれの手法について説明する。

・AE(Acoustic Emission)法(Kazuhiro M.，1992)

岩石供試体が受けていた先行応力以上の応力が作用した場合に AE が発生するというカイザー効果を利用した測定法である。3次元主応力を決定するためには，最低6つの異なる方向から採取した岩石コアを用いて試験を行う必要がある。

・DRA(Deformation Rate Analysis)法(Yamamoto K.et.al，1990)

岩石供試体が受けていた先行応力以上の応力が作用した場合に，岩石の非弾性ひずみ量が増加するという知見を応用した測定法である。3次元主応力を決定するためには，最低6つの異なる方向から採取した岩石コアを用いて試験を行う必要がある。

・DSCA(Differentual Strain Curve Analysis)法(Ren.N.K and Rogiers J.C.，1983)

岩石供試体と溶融石英との差ひずみから，岩石供試体に含まれるマイクロクラックを方向別に推定し，マイクロクラック量の比を主応力比として捕える方法である。この方法では，応力値は直接求まらないため何らかの仮定に基づき応力値に変換する必要がある。また，この方法については，岩石供試体に含まれるマイクロクラック量が応力解放によって生じるマイクロクラック量に比べ無視できる程度であることという前提条件を満たす必要がある。

－適用例－

釜石鉱山において各種の測定を同一箇所で実施した事例（Matsui.H.et.al，1997)から以下のようなことが言える。

・DSCA 法は，他の室内試験法や原位置測定結果と異なる主応力方向となっている。

この原因としては，釜石の岩石中のマイクロクラックの量が少ないため、封圧の載

荷に伴って発生するひずみの量が小さく、主応力の方向の算出の際に誤差が多く含まれたことによると考えられる。応力開放に伴って発生するマイクロクラックの量が多い場合は十分適用できると考えられる。

・AE法とDRA法については，既往の研究結果（小島ほか，1994）と同様，コア採取～試験までの時間を短くすることにより，ほぼ原位置測定結果と同じ程度の精度で主応力およびその方向を決定できると考えられる。現状では，AE法かDRA法が室内試験による応力測定法として適用できると考えられる。ただし，コア採取～試験までの時間を短くすることは，ボーリング孔の深度が深くなるにつれ困難となってくるため，その点を解決することが今後の課題である。

(5) 岩芯を用いた力学特性測定

－概要－

岩芯を用いた室内試験により岩盤の力学特性を把握する。試験手法の概要を以下に記す。

・一軸圧縮試験（土質工学会　編，1989）

拘束圧のない状態で円柱供試体軸方向載荷を行い，弾性係数や破壊強度，ポアソン比といった力学定数を求める。軸変位は，供試体端面の影響があるため，供試体中央部において測定するよう留意する。

・三軸圧縮試験（土質工学会　編，1989）

円柱供試体側面に水圧あるいは油圧による拘束圧をかけた状態で載荷試験を行う。この試験では，弾性係数，破壊強度，ポアソン比の他，それらの力学定数の拘束圧依存性や粘着力・内部摩擦角といった数値解析に必要な定数を求めることができる。

・圧裂試験（土質工学会　編，1989）

拘束圧のない状態で円柱供試体の側面に荷重を加え，引張破壊を生じさせ引張強度を求める。

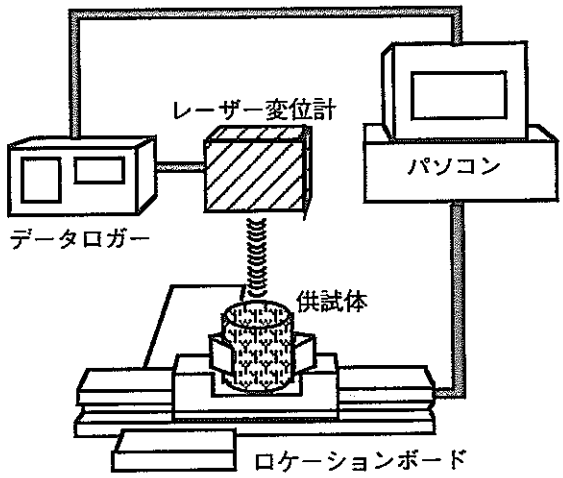
・割れ目の垂直載荷・せん断試験（土質工学会　編，1989）

割れ目を含む円柱供試体を切り出し，図4.3-45に示すように割れ目の粗さ測定や垂直載荷試験，一面せん断試験を行って，Barton-Bandis model やMohr-coluomb の破壊基準に必要な力学定数（不連続面ラフネス係数，垂直剛性，せん断剛性）を求める。

・クリープ試験

一軸状態で載荷応力を一定に保ったまま，長期間ひずみ計測を行う。載荷応力レベルを変化させ，各応力レベルごとのひずみ～時間曲線を得る。長期挙動評価について

は，一次クリープ段階でのひずみと2次クリープ段階でのひずみと時間の関係を表わすクリープ定数を求め近似する方法が，一般的に行われている。



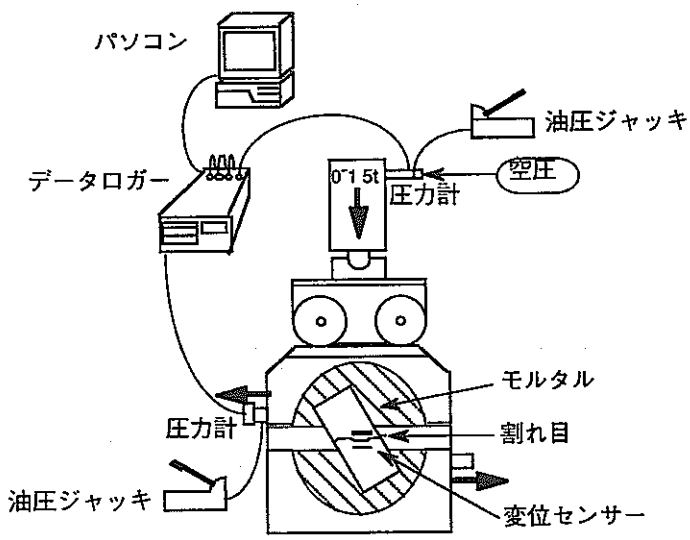


図 4.3-45 割れ目のせん断試験装置の概念図

2) 地下施設を利用した調査（掘削影響試験）

坑道掘削によって生じる岩盤の損傷や応力配分を把握する方法について取りまとめる。

(1) 岩盤変位測定

－概要－

・岩盤内変位測定（土質工学会　編，1989）

多点式地中変位計を用い基準点からの相対変位量と各アンカー間の区間変位量を

求める（測定精度は0.01mm)。近年は掘削中の坑道変形の監視用に設置されることが多い。アンカーの定着方式は機械式とモルタル固定式があるが，コストの面から後者が使用されることが多い。モルタル固定式は，加圧式アンカーをセットした後グラウトを注入し，岩盤とアンカーが完全に一体として挙動するようにする。

・ひずみ計測

岩盤のマトリクス部分に生じるひずみ量を計測する。ひずみゲージとしては岩盤対応に開発されたものはほとんどなく，コンクリート構造物の変形測定に使われるものを流用することが多い。地中変位計と同様，グラウトを注入し，岩盤に生じるひずみが完全にひずみゲージに伝達されるようにセットする。

・内空変位測定（土質工学会　編，1989）

通常，坑道壁面に測定ピンを設置し，コンバージェンスメジャーを用いて各測定ピン間の距離の変化をマニュアルで計測する。測定データは，土木の分野では現場の施工管理項目の一つとして利用される。

・ジョイント変位計測（小杉ほか，1995）

近年開発された計測装置であり，坑道掘削に伴う既存の割れ目の変位を0.005mmの精度で3次元的に把握することができる。カナダでは，ボーリング孔軸方向の変位と水圧挙動を同時に測定可能なPAC-EXと呼ばれる計測装置を開発し，原位置での測定に適用している（図4.3-46）。

－適用例－

釜石鉱山における掘削影響試験の一環として上記の測定を実施した事例から以下のようなことが言える。

・岩盤内変位計は，坑道掘削中も安定的に動作し，応力再配分に伴う坑道周辺の変位挙動を測定するためには有効であると判断される。

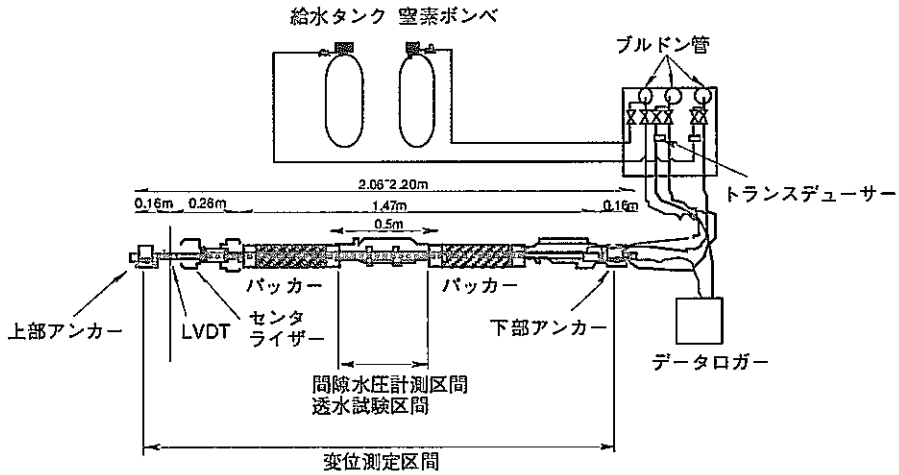
・ひずみ計については，防水性が考慮されていないため大きなドリフトが生じた。したがって，防水性の測定装置を使用する必要がある。

・内空変位測定については，発破掘削の場合測定ピンを切羽に近づけることができないため，掘削により生じる全変位量の2割程度しか測定できない。また，マニュアルで計測するため計測精度を保つことが難しい。

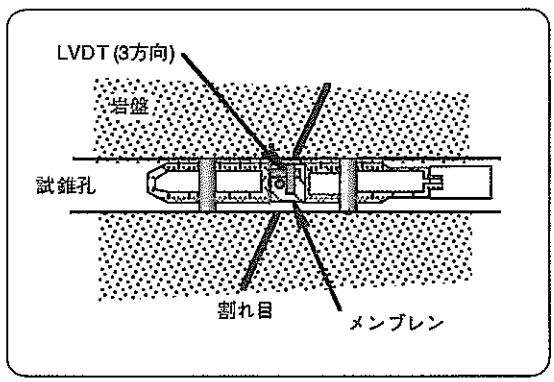
・ジョイント変位計については，防水性の問題が若干あるが，割れ目の変位を3次元的に把握できることからその有用性は高い。また，PAC-EXについては，割れ目の

変位と水圧変化を同時に測定できたため，連成現象の検討に有効なデータが得られる。

これらの結果を考慮すると，岩盤内変位計およびジョイント変位計については，掘削影響評価に対しその有効性が示されたと考える。内空変位については，光学測距機を用いた方法等を今後検討する必要がある。



a) PAC-EX (Packer-Extensometer)



b) ジョイント変位計

図 4.3-46 ジョイント変位計測装置

(2) AE 計測

－概要－

原位置岩盤中に掘削した数本のボーリング孔に，AE センサーを立方体に近い形に配置する。そして，岩盤の微小破壊音の測定を行い，その微小破壊音の発生位置や変位モードを解析することにより，掘削損傷の範囲やその発生メカニズムを3次元的に把握する。測定する周波数帯により異なるが，花崗岩のような硬岩では，10m×10m×10m 程度のボリュームまでは測定された実績がある。

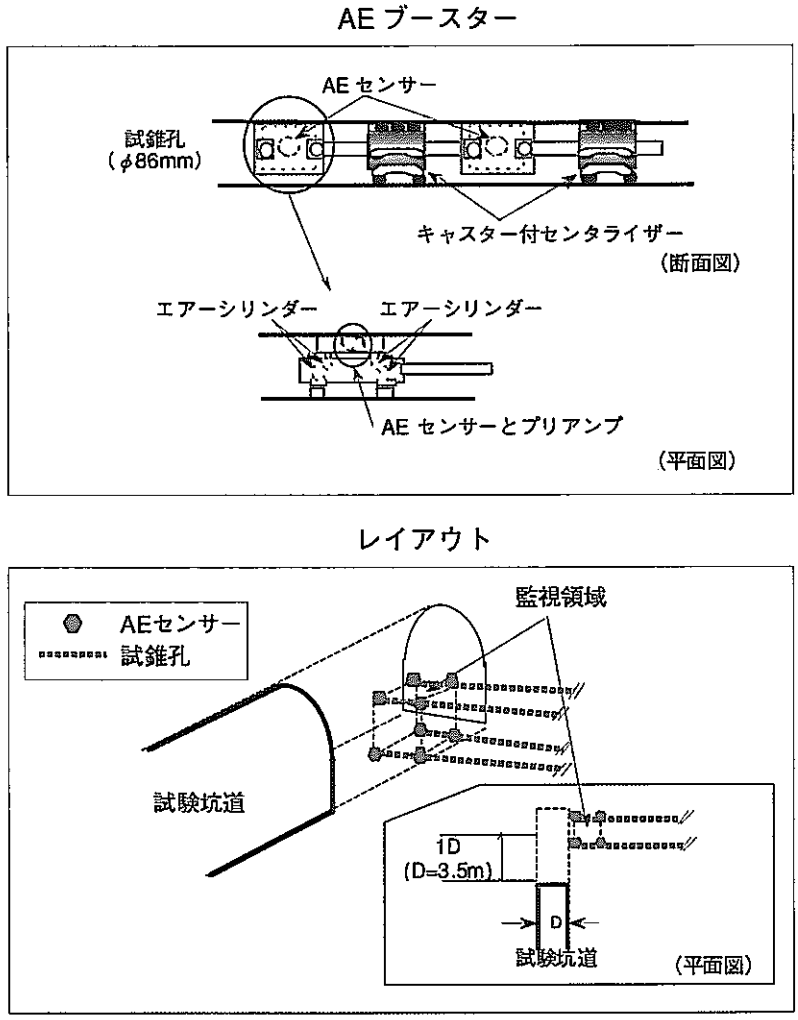


図 4.3-47 ＡＥ計測の概念図

－適用例－

スウェーデン(Olle Ollson et.al., 1996)やカナダ(R.S.Read and C.D.Martin, 1996)では，掘削影響調査の一環として既に原位置調査に用いられており，応力解析と組み合わせることにより岩盤の損傷メカニズムについての考察がなされている。また，日本では，神岡鉱山における適用事例がある（畑ほか，1995）。

釜石鉱山における測定では，AE の発生位置の分布や変位モードの解析により，掘削による損傷範囲やその発生メカニズム，掘削工法の違いに関する基礎的なデータを取得することができた（図 4.3-47）。

(3) 振動計測

－概要－

振動測定は，掘削に伴い発生する岩盤中の動的振動を計測し，掘削による損傷範囲

を推定する。発破による振動は周波数が高いため，その計測には加速度計を使用することが多い。スウェーデンにおいては，掘削影響調査の一環として原位置調査に適用され，発破掘削に伴う掘削損傷範囲の推定が試みられている。直接振動計測を行う場合は，加速度計で計測された最大加速度をフーリエ変換により速度波形に変換し，損傷範囲を推定する。

－適用例－

釜石鉱山における測定では，計測された加速度測定結果から，掘削工法による振動の大きさの違いを定量的に把握するとともに，損傷範囲をある程度推定することができた。

4.3.5 岩盤中の物質移動に関する調査技術

岩盤中における物質移動を評価するために必要な調査技術として，トレーサー試験，レジン注入試験，拡散試験，収着試験，間隙特性調査等が国内外の地下および地上の研究施設において適用されている。本節では、サイクル機構において開発および適用試験を行ってきた調査技術・機器を中心に述べる。

1) 原位置トレーサー試験

－概要－

原位置トレーサー試験は，図4.3-48に示すようなシステム／レイアウト，および以下のような手順で実施した。なお，同システムは，単孔式水理（定流量注水）試験にも適用可能な装置である。

・坑道壁面からの試錐孔（掘削長<1m，孔径=40mm ϕ，5~6本）の掘削
・孔間透水試験による試験孔（注入孔／排出孔）の選定
・非収着性トレーサーの注入による破過曲線の取得（蛍光光度測定）
・収着性トレーサーの注入による破過曲線の取得（化学分析）

原位置試験の終了後，取得した破過曲線を用いた物質移行モデルの較正および改良を実施する。

－適用例－

釜石鉱山250mレベル坑道および550mレベル坑道の透水性割れ目（各1地点）を対象に，ウラニン，塩化セシウム，塩化ストロンチウムを用いた原位置コールドトレーサー試験を実施した結果，トレーサーの回収率は高くなかったものの，セシウムおよびストロンチウムの収着や移行の遅延が認められるような破過曲線が得られた。とくに，割れ目充填鉱物の有するセシウムおよびストロンチウム収着能力が極めて大きいことが示された。

2) 原位置レジン注入試験

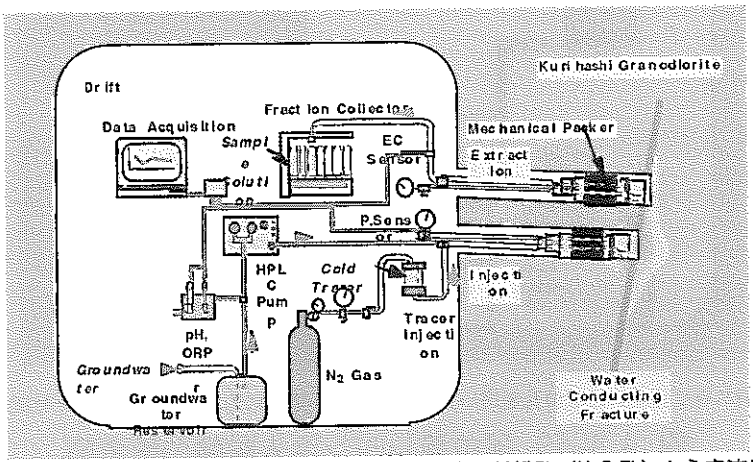
－概要－

原位置レジン注入試験は，図4.3-49に示すようなシステム／レイアウト，および以下のような以下の手順（目的）で実施した。なお，同システムは，単孔式水理（定圧注水）試験にも適用可能な装置である。

・坑道壁面からの試錐孔の掘削
・単孔式水理試験の実施（試験区間の透水性の把握）
・アルコールの注入（間隙中に存在する地下水の置換）
・エポキシ系レジン（樹脂）の注入（間隙の染色）
・エポキシ系レジンの固化（間隙構造の保存）

・オーバーコアリング（岩石試料の採取)

この後，取得した岩石試料を用い，岩石学的調査や間隙構造調査などの室内調査を実施する。



透水性割れ目に掘削した2本の試錐孔を用いて、一方の試錐孔（注入孔）から定流量下でコールドトレーサーをパルス注入し、他方（排出孔）から破過したコールドトレーサーを一定時間ごとに回収する。

図 4.3-48 原位置コールドトレーサー試験の概念図

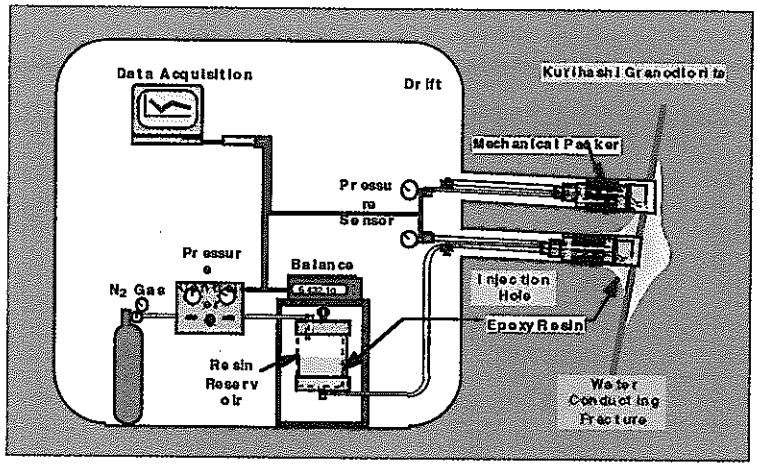
本試験で使用するエポキシ系レジンは取扱いが易しく，粘性が非常に低い，化学反応性が全く無い，固化後に十分な強度を持つ，などの特性を有している。このレジンを注入することによって，岩盤中の脆弱部（断層粘土や破砕帯）および微小な間隙構造も，物理・化学的に擾乱させずに保存させることが可能となる（Alexander et al., 1996；安藤・太田，準備中）。また，レジンには蛍光剤を添加しているため，ＵＶ（あるいは青色波長）ライト下で岩石試料中の間隙構造を明視化させることができる。

－適用例－

釜石鉱山250mレベル坑道および550mレベル坑道の透水性割れ目（6地点）を対象に実施したレジン注入試験の結果より，原位置におけるレジン注入により，脆弱な割れ目破砕部も保存され，割れ目充填鉱物層中のフローチャンネルや母岩（マトリクス）中の連結間隙を可視化させることができた。さらに，大孔径のオーバーコアリングにより物理的擾乱を与えることなく試験対象割れ目が開削できたため，原位置における物質移行経路の広がりとその構造を直接確認することができた。また，坑道のごく近傍においては，坑道掘削により生じたと考えられる，坑道に平行，かつ充填鉱物を伴わない二次割れ目の分布が明らかになった。

この原位置レジン注入試験は，Nagra／PNC共同研究として，グリムゼル岩盤研究所（スイス）においても実施され（Frieg et al., 1998），異なった特性を有する結晶質岩中の透水性割れ目に対する有効性が確認されている。したがって，原位置レジン注

入試験による物質移行経路の調査は極めて有効な方法であることが示された。



透水性割れ目に掘削した試錐孔を用いて、圧力制御下で低粘性エポキシ系レジンを注入する。

図 4.3-49 原位置レジン注入試験の概念図

3) 拡散／収着試験

－概要－

拡散試験は核種を岩石カラム／セル中を拡散させ，拡散係数や影響因子などを調査する（佐藤ほか，1992 など，図 4.3-50）。拡散係数の抽出には，図に示したスルーディフュージョン法や直接核種を岩石中に拡散させるインディフュージョン法がある。これらの調査手法は，岩種の性質に応じて使い分けることが望ましい。例えば，硬岩にはスルーディフュージョン法が，また粘土質な軟岩には，インディフュージョン法が一般に適している。

その他，岩石毎の核種の収着能力を調査する室内試験は，カラム式やバッチ式核種を岩石試料（粉砕／チップ）と反応させ，収着／脱着係数を求める手法がある（澁谷ほか，1992 など）。

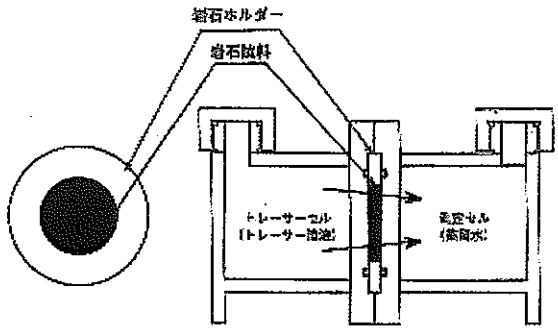


図 4.3-50 拡散試験装置の概念図（一例）

4.3.6 試錐掘削技術

1) 掘削技術の現状

地層科学研究においては，地表から地下深部までの地質環境特性を可能な限り正確に把握することが必要である。地質環境の調査では，地表や地下坑道から試錐孔が掘削され，各種調査・計測用に利用される。状況に応じた最適な試錐孔を得るために従来広く利用されてきた地下資源の探査などにおける試錐掘削技術が有効に活用されるとともに，試錐孔の条件に合致するよう最適化が図られている。

岩盤本来の透水性や地下水の地球化学的性質を損なわないため，カッティングスの排除やロッドの回転抵抗の減少を目的に用いる循環水に清水が利用されている。

陸上では，清水を用いた試錐掘削で垂直掘りで1,000mの掘削実績があり，垂直掘りでワイヤーライン工法にて連続でコアが採取されている。現在行われている海上掘削については，石油・ガス分野や橋梁建設のための探査が主な目的となっている。

海上掘削における工法については陸上で行っている方法と同様であるが，陸上における掘削と異なる点は，水上用の特別な足場を設置する必要があるということである。足場の形式は様々あるが，船舶などを用いた波の影響を受ける形式の足場ではロッドへの波の影響を緩和する機構を組み込む必要がある。やぐら形式の足場など海底に対して試錐機が完全に固定される形式は安定性があるが，水深が増す毎に規模が大きくなりコストが増大する。

また海上掘削では，海上から海底までロッドが固定されない区間があるためロッドにねじれが生じやすい。よってロッド強度のおちるワイヤーライン工法は殆ど用いられていない。ワイヤーライン工法を用いる場合でも水深が数十メートルの浅い部分で行われ，水中でロッドが露出する部分はケーシングで補強する。また同じ理由から掘進深度に関しても数百メートル程度が限界であろうと考えられる。

試錐掘削においては，掘削開始地点から地下の目的位置まで到達するために正確な方位と傾斜をコントロールする必要がある。地下の目的位置が地表の掘削位置中心から下ろした垂直線上にある垂直掘りの場合であってもコントロールしながら掘削する必要がある。

石油・ガス，地熱などの地下資源開発分野においては，1坑当たりの生産量の向上，1つのフィールド内での掘削坑数の削減を目的とした場合，あるいは地下の目的位置の真上にリグを設置できない場合，地下の目的位置の真上から離れた場所から目的位置までの進路をコントロールしながら掘進する方法である傾斜掘り（あるいは水平掘り）が採られている。

傾斜掘りとは，地表の基地からあらかじめ定められた計画コースに沿って方位と傾斜角をコントロールしながら，指定された偏距と範囲を持った地下の目的位置に向かって掘削する技術である。基本的には垂直掘りの原理や技術面と同様である。

傾斜掘りは垂直掘削と比較して特別な機材と方位制御への配慮が必要であるが通常のロータリー掘削法にて実施可能である。従来は傾斜・方位を測定するために掘進を中断して測定器付きのワイヤーラインを坑内に降下する必要があったが，掘削中に坑井の方位・傾斜，地層評価，掘削パラメータに関する坑底データを計測し，リアルタイムで地上へデータを伝送するMWD(Measurement While Drilling)技術の導入により作業の効率化が図られている。

水平掘りは，傾斜を90°まで増角させて長い区間を水平に掘進する方法である。増角率によってショートラディアス法（Short Radius:1.5~3°/ft），ミディアムラディアス法（Medium Radius:8~20°/100ft），ロングラディアス法（Long Radius:2~6°/100ft）に分類されている。

ショートラディアス法は，急激に増角するので掘進には特別な掘削機器を必要とする。また水平区間も100~300m程度と短い。

ミディアムラディアス法は，通常のツールスを用いて掘削可能で，ステアラブルシステムやMWDが使用できるため傾斜・方位の制御が容易である。水平区間は450~1800m程度でる。

ロングラディアス法は，通常の傾斜掘りの掘削機器を用いてなだらかに増角する方法であり，水平区間も600~2000m程度であるが，掘削初期から傾斜・方位の制御が必要であり，ターゲットを外す可能性が高い。

現在のところ傾斜掘り・水平掘りに関しては，垂直部，水平部および沿角部のコアリングは比較的容易に可能であるが，増角部のコアリングは技術的にもコスト的にも非常に困難である。

また傾斜掘り，水平掘りは垂直掘りに比較してロッドへの抵抗も大きくなることから掘削にも坑の仕上げにも十分な配慮が必要である。

2) 掘削工法

地層科学研究における試錘掘削では，先に述べた清水を用いた掘削であることの他に連続でコアを採取できること，試錘孔が崩壊が少ないこと，掘削孔径が小さいこと（約100mm）が要求されている。以下に掘削工法の概要を述べる，

(1) ワイヤーライン工法

－概要－

一般的なコアリング掘削工法で，連続的にコアを採取することができる。（図4.3-51）。しかし，この工法では，ロッドと孔壁の隙間が小さいため掘削流体量は制限され，泥水を用いない場合はスライムが回収できない危険性が高い。また，スライム回収のため掘削流体量を増すと孔内崩壊を発生させる可能性がある。

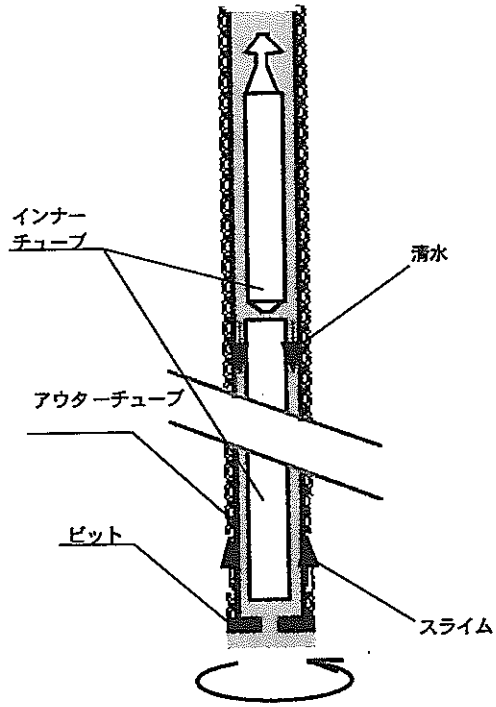


図 4.3-51 ワイヤーライン工法

(2) 先端駆動式

－概要－

ロッドは回転せずに，先端に取り付けられたビットのみが回転するので，孔壁が叩かれて崩壊を起こすことはない。また，掘削方位のコントロールも容易である。しかし，連続でコアを採取できる形式のものは開発されていない。

(3) 逆循環工法

－概要－

静水圧で孔壁を押さえ，掘削したスライムを循環水とともにロッド内を通して孔外へ排出するため，試錐孔の崩壊を防ぎ，スライムの上昇速度を一定にすることができる。しかし，コアはスライムと一緒に回収され，連続的に採取できない。

(4) 三重管掘削工法（逆循環三重管ワイヤーライン工法）

－概要－

三重管掘削工法はサイクル機構で開発途上の工法である。掘削流体（清水）とスライムの両方を孔壁と接触することがなくロッド内に通して掘削を行うことにより，孔内崩壊が発生する可能性を最小限にとどめることを可能とする。概念図を図4.3-52に示す。

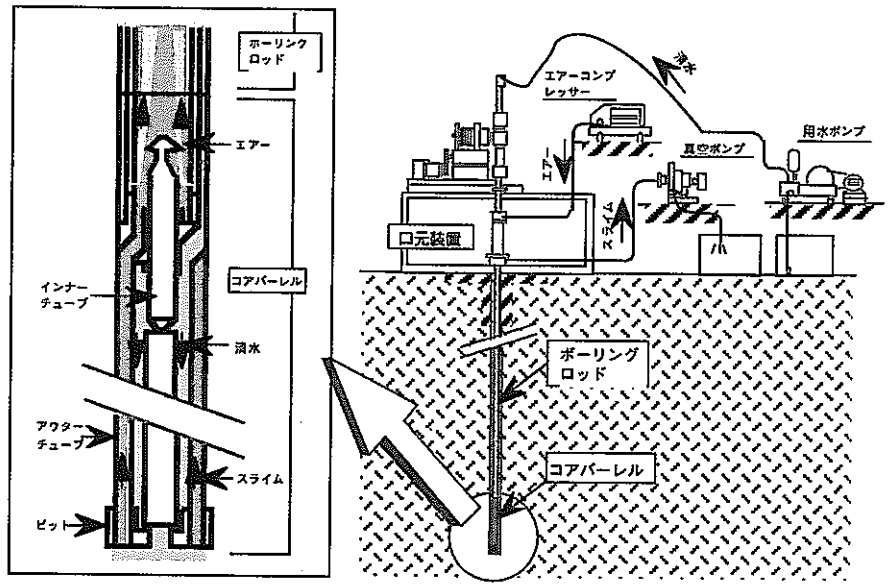


図 4.3-52 三重管掘削工法の概念図

3) 保孔技術

(1) ケーシング

－概要－

孔口から所要深度までケーシングを挿入し，孔壁を保護する工法であり，保孔効果に関して最良の工法である。しかし，孔壁を被覆するため，ケーシング挿入区間では水理試験や採水等の調査が不可能になる。

(2) セメンティング

－概要－

孔内崩壊部の孔壁を安定させるためににセメントスラリー等を注入する。セメント等により地下水を汚染すると共に，地下水の流れを遮断する恐れがある。

(3) 部分保孔

－概要－

部分保孔工法はサイクル機構で開発途上の工法である。孔内崩壊部を部分的に拡孔し，その拡張部分に地下水の流れを遮断しないメッシュ状のケーシングを装填する工法である（図4.3-53）。

4) 硬岩と軟岩の違い

清水を用いた掘削実績は，花崗岩の硬岩地層におけるものである。硬岩ではカッティングスも細かくなり，掘削後も孔が自立しやすいので問題が生じにくい。

軟岩地層における掘削では500m程度の清水掘削の実績があり，連続でコアが採取

された。しかしながら掘削後の孔の自立性やロッドや調査機器が孔に捕われる危険性などを考慮すると必ずしも清水掘削が有効な工法とは断言できず，泥水を用いた掘削も検討する余地がある。この場合，清水掘削における調査手法とは別の調査手法を選択する必要があるが，近年の技術の進歩から十分適用可能な手法が存在すると考えられる。

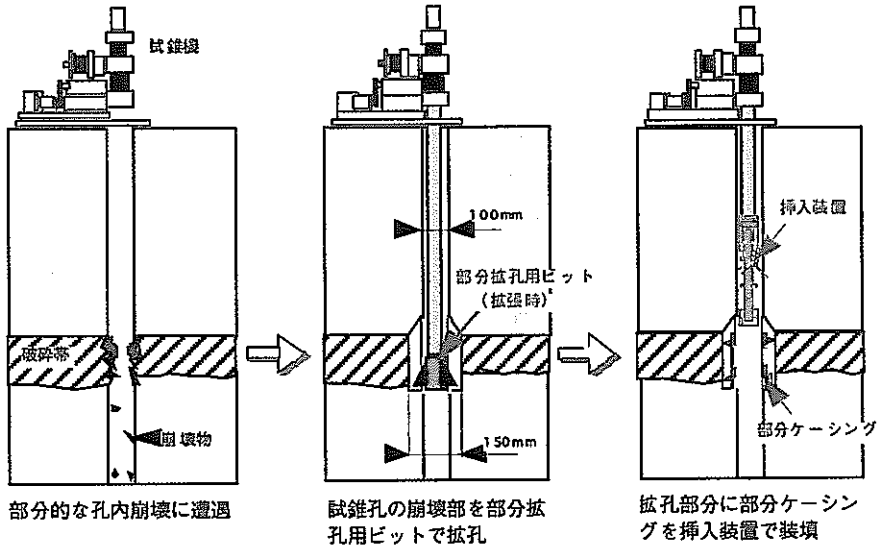


図 4.3-53 部分保孔技術の概念図

4.3.7 分析技術

1) 地下水試料の分析手法

試錐孔掘削により得られた深部地下水試料の各種分析には，分析技術の確立された以下の手法を用いている（図 4.3-54, 4.3-55）。

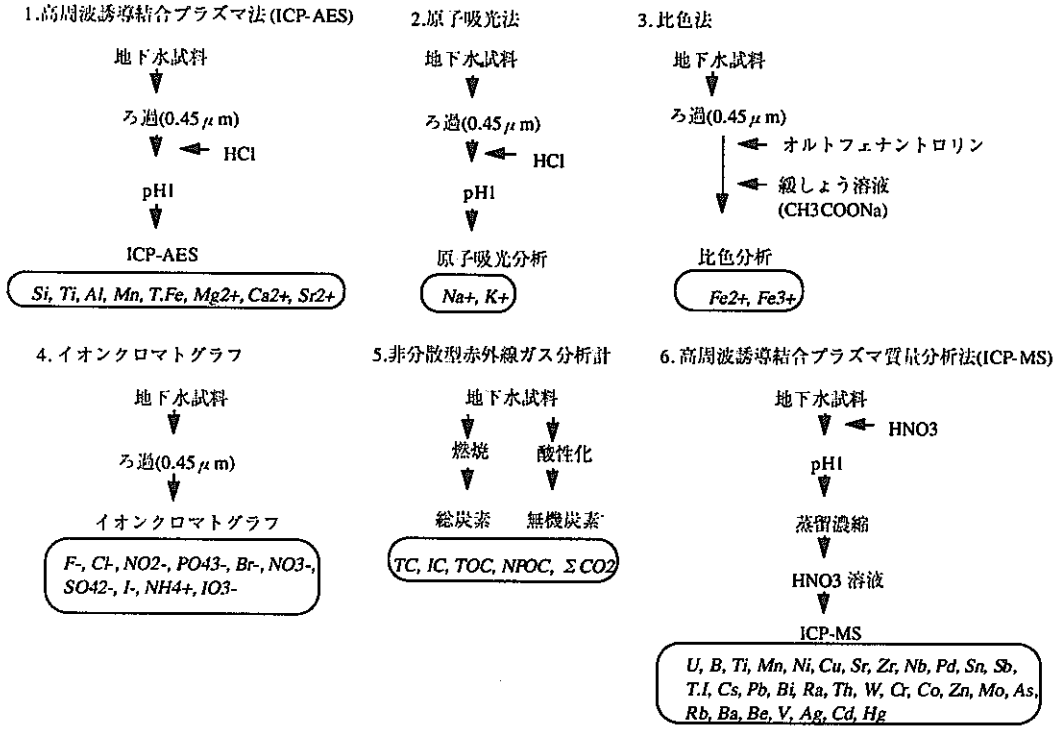


図 4.3-54 地下水の分析法（主要溶存化学成分，微量元素）

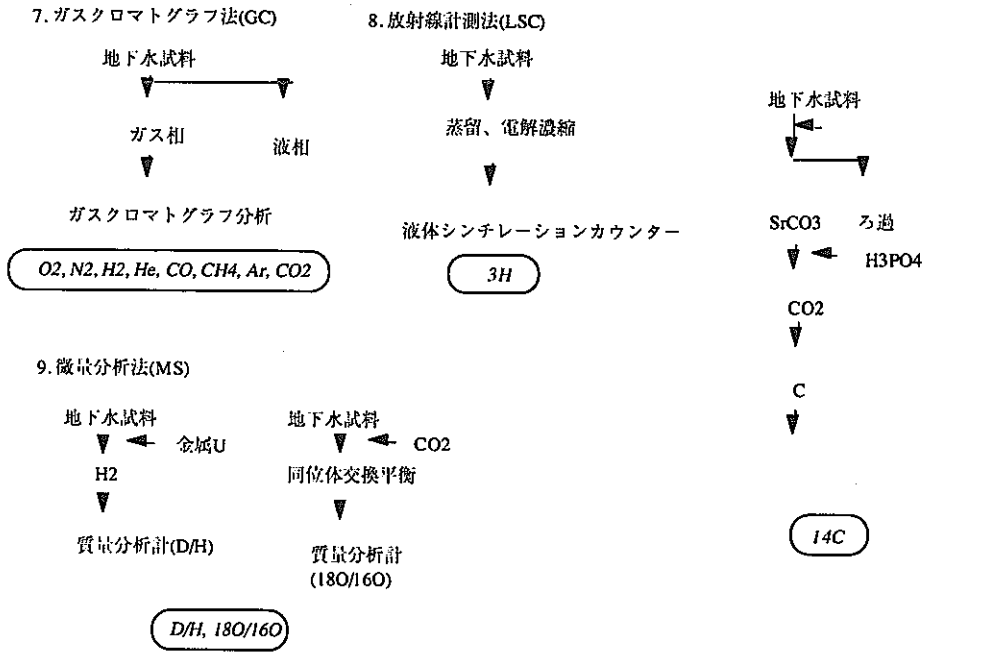


図 4.3-55 地下水の分析法（溶存ガス，同位体）

(1) 主要溶存化学成分（陽イオン）

・分析方法

ICP-AES，原子吸光光度法，吸光光度法

・検出限界

Si, Ti, Al, Mn, Fe^{2+}, Fe^{3+}, Mg^{2+}, Ca^{2+}については0.01ppm, Na^{+}, K^{+}については0.10ppm
（JIS規格 K-0115, K-0121）

(2) 主要溶存化学成分（陰イオン）

・分析方法

イオンクロマトグラフ法，滴定法

・検出限界

F^{-}, Cl^{-}, NO_2^{-}, NO_3^{-}, PO_4^{3-}, Br^{-}, SO_4^{2-}, HS^{-}, S^{2-}, HCO_3^{-}, CO_3^{2-}：0.01ppm
（JIS規格 K-0127）

(3) 微量元素

・分析方法

濃縮試料をICP-MS，フレームレス分光光度計で測定。

・検出限界

Li : 0.5 ppt, Cd : 0.5 ppt, Th : 0.5 ppt, Be : 1ppt, Sr : 0.5 ppt,
U : 0.5 ppt, Ti : 0.5 ppt, Ag : 0.5 ppt, Se : 0.2 ppb, V : 1 ppt, Hg : 0.5 ppt,
$B(OH)_3$: 0.5 ppt, Cr : 1 ppt, Zr : 0.5 ppt, I : 10 ppt, Mn : 0.5 ppt,
Sb : 0.5 ppt, IO3 - : 1 ppb, Co : 1 ppt, Cs : 0.5 ppt，希土類元素：0.1ppb

(4) 溶存ガス

・分析方法

ガスクロマトグラフ法，ウィンクラー法

・検出限界

H_2 - 0.2mg/l, He - 0.4 mg/l, N_2 - 0.5 mg/l, O_2 - 0.4 mg/l, Ar - 0.5 mg/l, C_O - 0.005 mg/l,
CO_2 - 0.04 mg/l, CH_4 - 0.4 mg/l（JIS規格 K-0114）

(5) 同位体分析

・分析方法

質量分析計（水素・酸素・炭素同位体比），液体シンチレーションカウンター（トリチウム濃度）加速器質量分析計（14C濃度）で測定。

・分析精度

質量分析計：±0.1‰（JIS規格 K-0118）
液体シンチレーションカウンター：±0.1TU
加速器質量分析計：測定された ^{14}C 濃度については，炭素同位体比により地層中で

地下水に加わったデッドカーボン（^{14}C を含まない炭素）の付加量の補正を行う(Mizutani et al., 1992)。（^{14}C 濃度）

(6) 地下水の酸化還元電位
・分析方法
連続モニタリング装置，地球化学検層ユニット（機器の詳細は，4.3.3 地下水の地球化学特性に関する調査技術に記載）で測定。

(7) コロイド
・分析方法
限外ろ過法により採取，SEM-EDS により観察，分析

(8) 有機物
・分析方法
人工樹脂（DEAE レジン等）による濃縮採取，燃焼法等による組成分析

(9) 微生物
・分析方法
蛍光顕微鏡による計数（Hobbie et al., 1977），MPN 法，走査型電子顕微鏡（SEM）による観察（全菌数，鉄酸化菌，硫酸還元菌，メタン生成菌，アンモニア酸化菌，亜硝酸酸化菌，硝酸還元菌）

2) 岩石・地下水試料の年代測定法
地質環境の調査の視点から，岩石・地下水試料の年代を測定する代表的な手法を示す（表 4.3－1）。

(1) カリウム－アルゴン法とアルゴン－アルゴン法
カリウム－アルゴン法はカリウムを 0.1%以上含有し，放射壊変起源の ^{40}Ar が保存されている試料に対して適用される。カリウムは岩石や鉱物中に普遍的に存在することから，カリウム－アルゴン法を適用できる試料の種類が多い。従来の同位体希釈分析法による ^{40}Ar 測定では一万年より若い年代の測定は非常に困難であったが，1980年後半に高岡ほか（1989）は感度法を用いて試料中の $^{38}Ar/^{36}Ar$ を精密に測定する手法を開発し，数千年程度の年代の測定が可能になった（Matsumoto and Kobayashi, 1995）。

アルゴン－アルゴン法は試料に速中性子を照射し，^{39}K から生成された ^{39}Ar を測定する。これと放射壊変起源の ^{40}Ar，および安定同位体である ^{36}Ar との同位体比から年代を算出する方法である。アルゴン－アルゴン法はカリウム－アルゴン法に比べて測定精度は高く，試料中のカリウムとアルゴンが不均一な分布をしていた場合でもその

影響は少ない。更に，段階加熱法によるパターンから，一つの試料によって過剰 ^{40}Ar の存在やアルゴンの損失が判定でき，得られた年代の信頼性を検討することができる。

(2) ルビジウムーストロンチウム法

ルビジウムはカリウムを含む鉱物などに伴っており，対象となる試料の種類も多い。試料の種類によって，火成岩形成年代，変成年代などを測定することが可能である。堆積岩に応用した例が少ないが，堆積時に生成した粘土鉱物（例えば，海緑石，イライト，スメクライト）を用いることにより，堆積年代の推定が行われている。

(3) (ウラン+トリウム)ーヘリウム法

岩石中に含まれる ^{238}U，^{235}U，^{232}Th はそれぞれ ^{206}Pb，^{207}Pb，^{208}Pb に放射壊変する。放射壊変の過程でアルファー粒子，即ちヘリウムを発生する。(ウラン+トリウム)ーヘリウム法は放射壊変で発生したヘリウム量を測定し，試料の年代を推定する方法で，ウラン・トリウム鉱物，地下水の対して試みられている。我国でも Mahara（1995）が熊本平野地下水に(ウラン+トリウム)ーヘリウム法を試みている。ウラン，トリウムとヘリウム量は精密に分析できるものの，地下水中のヘリウム含有量は岩石の間隙率と密度，岩石からヘリウムの脱ガス率に密接に依存することから，異なる年代測定法による年代値と比較し，信頼性を検討することが重要である（Andrews et al., 1984）。

(4) トリチウム法

トリチウムは宇宙線により生成される。トリチウムは酸化されて水となり，雨や雪となって地表に到達した後は地下水などとなる。したがって，トリチウムを利用することにより，地下水などがいつ頃降った雨水がもとになっているかを推定することが可能となる。この方法はトリチウムの半減期が 12.3 年なので数年から百数年前の地下水が対象とする。しかしながら，1960 年代から核実験により大量のトリチウムが放出されており，この影響を考慮する必要がある。

(5) ^{14}C 法

1950 年頃に Libby (1955)によって開発された ^{14}C 年代測定法は，炭素を含有する有機物・無機物試料に適用できるため地球科学，環境科学，考古学など様々な分野で応用範囲が非常に広い。^{10}Be，^{14}C，^{26}Al，^{36}Cl などは宇宙線照射により生成された核種で存在量が少ないため，従来の放射能測定法では ^{14}C が壊変する際に放出する微弱なベータ線を測定するため多量の試料を必要としたが，現在では加速器質量分析計が開発され，微量の試料で，短時間に精密な測定が可能になっている。

^{14}C 法は現代から数万年前の年代を対象とする年代測定法で最も信頼できるものの一つとされているが，地下水の形成年令を推定するには幾つかの不確定さがある。特に，表層水が地下に浸透していく過程で，地下水中の無機炭素に加わった地層中の炭

酸塩，有機物などに由来する無機炭酸を補正する必要がある。この不確定さを避けるために，地下水中に微量的に存在する特殊な有機物の年代測定を行った例が最近に報告された（Wassenaar et al., 1991）。

(6) ^{36}Cl 法

^{36}Cl の存在比の測定は地下水の年令を決めるのに極めて有用であると考えられる。塩素は水と共に移動しやすい，また ^{36}Cl 法により数万～数百万年前にわたる年代測定が可能になる（Andrews and Fontes, 1992）。自然界における Cl の起源は限定されていることから地下水の ^{36}Cl 年代の信頼性は高い。^{36}Cl の測定方法は基本的に ^{14}C の場合と同様であるが，微量の ^{36}S の妨害を取り除くために高分解能の加速器質量分析装置が必要である。

(7) 非放射平衡法

^{238}U，^{235}U，^{232}Th から様々な半減期をもった放射性核種を経てそれぞれ ^{206}Pb，^{207}Pb，^{208}Pb に至る。それらが平衡状態にある場合は各核種の存在数は半減期に比例する。しかしながら，堆積，侵食などの地質的な変動によって親核種と娘核種の量比が乱される非平衡状態になる。非平衡状態から平衡状態に回復するまでの過程は時間の関数であることを利用して変動年代を算定する。一般的にウランは海水などの水溶液に溶解しやすいのに対し，トリウムや鉛などは溶け難い。そのため，海水と堆積物ではこれらの元素比が大きく変化する。この性質と核種を適切に組み合わせ，堆積物や地下水，或はマグマに関する年代などを求めることが行われている（Andrews et al., 1982）。また，測定可能な年代範囲が数千年から数十万年程度であり，^{14}C 年代測定法では困難な化石硬組織試料の年代測定が可能である。

(8) フィッション・トラック（FT）法

試料中に含まれる ^{238}U の自発核分裂，または試料に中性子照射すると ^{235}U の誘発核分裂によりフィッション・トラックを生じる。そのトラック密度は試料の年代とウラン濃度に比例する。フィッション・トラック数から年代を算出するため，鉱物単位の年代測定が可能である。火山ガラス，暗曜石，ジルコン，燐灰石，雲母鉱物などの年代測定に利用されている。

(9) 熱ルミネッセンス（TL）法

鉱物は放射線を受け，エネルギーレベルの高い遊離電子を生じ，それが熱によってエネルギーを解放される際に光を出す熱ルミネッセンスの現象を生じる。その量は受けた放射線量に比例することを利用して年代を測定する。この方法は年間線量の評価や二次的な影響に対する安定性など幾つかの問題点があるが，石英や長石などのウランやカリウムなどの放射性核種を殆ど含まない試料に適用できるため，土器などの考古試料に有効である。また，火山噴出物や堆積物（深海性堆積物や鍾乳石など）の年

代測定に利用されている。年代測定精度は条件がよい時で 10~20%程度の誤差を含むと考えられる（兼岡，1998）。

(10) 電子スピン共鳴（ESR）法

自然界に存在するウラン・トリウム系列，^{40}K などが放射壊変の際や，宇宙線の照射によって鉱物などに生じた放射性損傷を，静磁場でマイクロ波吸収により不対電子の量として検出し，それを年代測定に用いる方法である。電子スピン共鳴法は，燐酸塩・炭酸塩・火山噴出物・堆積物などの試料に適用されている。測定誤差は 10%程度であると考えられる（兼岡，1998）。

表 4.3-1 岩石・地下水を対象とする主な年代測定法の分析法

	測定法	測定原理		年代測定対象範囲（年前）	試料の種類
		放射壊変形式	半減期（年）	10^8 10^7 10^6 10^5 10^4 10^3 10^2 10^1	
I	K-Ar	^{40}K (EC) ^{40}Ar	1.25×10^9		岩石
	Ar-Ar	^{40}K (EC) ^{40}Ar ^{39}K (n, p) ^{39}Ar	1.25×10^9		岩石
	Rb-Sr	^{87}Rb (β^-) ^{87}Sr	4.88×10^{10}		岩石
	(U+Th)-He	^{238}U (8α) ^{206}Pb	4.47×10^9		岩石/地下水
		^{232}Th (6α) ^{208}Pb	1.40×10^{10}		
II	^{3}H	^{3}H (β^-) ^{3}He	12.3		地下水
	^{14}C	^{14}C (β^-) ^{14}N	5.73×10^3		岩石/地下水
	^{10}Be	^{10}Be (β^-) ^{10}B	1.51×10^6		岩石
	^{26}Al	^{26}Al (β^+) ^{26}Mg	7.20×10^5		岩石
	^{36}Cl	^{36}Cl (β^-) ^{36}Ar	3.01×10^5		地下水
	^{129}I	^{129}I (β^-) ^{129}Xe	1.57×10^7		岩石
III	非放射平衡	$^{238}U/^{234}U$ など $^{234}U/^{230}Th$			岩石/地下水
IV	FT				岩石
	TL				岩石
	ESR				岩石

注：(1) I、II、IIIとIVはそれぞれ親核種と娘核種の同位体比の時間変化、宇宙線起源放射性核種、放射平衡からのずれと放射線損傷などを利用する年代測定法である。
(2) 破線で示した年代範囲は信頼性がやや低い。

4.4 まとめ

本章では，まず4.1で地質環境の調査の内容をサイト選定のプロセスに照らして3段階に分けて整理した。つぎに，4.2でサイトの地質環境条件として重要な項目について現地調査の進め方の大筋を示した。さらに4.3では，各項目ごとに，地質環境調査を構成する要素技術の概要を，サイクル機構で開発を進めてきた調査機器・手法に重点を置いて整理した。

4.3に示した個々の調査技術を組み合わせた具体的な地質環境調査の体系は，今後，国が定める安全規制の内容やサイトの状況（地形・地質状況，地理的・社会的条件など）に応じて，策定されるべきものである。本節では，安全規制の枠組みが整備され，対象となるサイトが具体化した際に，そのサイトでの地質環境調査を進めていく上で考慮すべき技術的な要素について考察する。

地質環境調査の体系を具体化する上で考慮すべき要素は，以下の3点に集約できる。
①各調査項目（情報）に求められる精度・分解能
②各調査手法・機器が有する適性
③サイトにおける地質環境の空間的な不均質性

①はサイトの適性評価や安全評価の各段階で用いる地質環境モデル（水理地質構造モデル，地球化学モデルなど）の精度・分解能から帰納的に決定される要素である。一方，モデルの精度・分解能は，人工バリアや処分施設の工学的設計の余裕と相互補完の関係にあるため，全体としての最適化を図る観点から，経済性にも留意した合理的な程度とすることが重要である。逆に，個々の調査技術の高度化によって，より精度・分解能の高い情報の取得が可能となれば，不確実性が低減される分，工学的対策への負荷を軽減でき，全体としての経済性は向上し得る。

②と③は①を実現する上での規制要素となる。すなわち，同一の調査手法を同一の仕様で実施しても，サイトの地形や地質条件などにより，得られるデータの精度・分解能は異なり，また，調査の能率や費用も違ってくる。一方，地質環境の空間的不均質性によって，同じ精度・分解能・空間密度のデータを使用しても，構築されるモデルの精度と分解能は異なってくる。結局，モデルの信頼性は，データの量ではなく，得られたデータによって現実の地質環境の不均質性をいかに適切に数式化できるかにかかってくる。実際のサイトでの調査を合理的に進めるためには，そのサイトの地質環境が有する不均質性を予め想定しつつ，期待する情報の精度・分解能と使用する技術の適性とを最適化していくことが重要である。

サイクル機構では，サイト選定における地質環境調査体系の具体化に反映していくため，岐阜県瑞浪市や北海道幌延町に計画している深地層の研究施設などを利用して，

個々の調査技術の高度化および地質環境調査の体系化を目指した事例研究を継続していく予定である。また，これらを通じて，堆積岩および結晶質岩における地質環境（あるいは，地質環境の調査で得られる情報）の不均質性についての知見を蓄積していきたい。

参考文献

（4.3.1 地質・地質構造に関する調査技術）

井上大栄・水落幸広・桜田裕之（1992）リニアメントの断裂系としての特性とその評価，応用地質，v33, p25-34.

活断層研究会（1991）新編日本の活断層，東京大学出版

石丸ほか(1996)：野島断層周辺（淡路島北西部）を対象とした空中電磁探査，地球惑星科学関連学会1996年合同大会予稿集 pp673

酒井ほか(1997)：千屋断層（秋田県千畑町）を対象とした空中物理探査，地球惑星科学関連学会1997年合同大会予稿集 pp54

高倉ほか(1996)：ヘリコプター空中電磁法とアレイ式ＣＳＡＭＴ法による淡路島北部の活断層調査，物理探査，第49巻，第6号 pp474-486

物理探査学会(1989)：第5回物理探査基礎講座講習会テキスト，pp142

大久保ほか(1985)：全国の空中磁気図，地質ニュース，第374号 pp48-57

羽竜・西川(1990)：岩盤の放射能特性－特に断裂帯と関連して－，物理探査学会第83回学術講演会論文集 pp242-247

落合(1996)：放射性元素比の遠隔探査による地下流体の挙動解明について，地下水技術，Vol.38, No.10, pp13-26

電力中央研究所(1997)：電中研レビューNo.35　地下の探査・可視化技術 pp29-30

村田ほか(1996)：神戸市・芦屋市・西宮市における精密重力調査(1)　－重力異常と伏在断層－，地質調査所月報，第47巻，第2/3号 pp109-132

伊藤ほか(1996)：３次元反射法地震探査による淡路島北淡町小倉地域の野島断層の地下構造調査，地球惑星合同連合会1996年合同大会予稿集 pp39

中川ほか(1993)：大阪平野におけるＳ波バイブロサイス地震探査，物理探査学会第88回学術講演会論文集 pp418-423

荒木ほか(1995)：音波探査による神戸沖海域の活断層調査－活断層の分布および累積変位量の調査手法の検討－，日本応用地質学会中部支部平成7年度支部研究発表会講演予稿集 pp25-28

井川ほか(1996)：1995年兵庫県南部地震震源域周辺の深部反射法調査について，物理探査，第49巻，第6号 pp420-434

宗包ほか(1997)：南九州横断測線での電磁気構造探査(1)－宮崎－水俣測線，日南－阿久根測線－，地震研究所彙報，第72号 pp19-65

小川(1990)：ＭＴ法による地下構造探査，地質ニュース，第428号 pp48-54

光畑ほか(1996)：ＭＴ法の国内石油探鉱への適用－秋田県由利原地域における実験調査結果－，物理探査学会第95回学術講演会論文集 pp270-273

江波戸ほか(1993)：比抵抗映像法およびＣＳＡＭＴ法による基盤構造探査例，日本応用地質学会平成5年度研究発表会講演論文集 pp9-12

原ほか(1995)：ＴＤＥＭ法による地質構造調査，日本応用地質学会平成7年度研究発

表会講演予稿集 pp159-165
町田ほか(1994)：ＴＤＥＭ法電磁探査の石油探鉱への適用，物理探査学会第91回学術講演会論文集 pp162-164
島ほか(1995)：建設・防災・環境のための新しい電気探査法－比抵抗映像法－，古今書院
島(1997)：物理探査結果のモデル化による有効利用，土と基礎， Vol.45,No.9,pp26-28
物理探査学会(1989)：図解物理探査，pp20-21
桑原ほか(1997)：アンケートに見る物理探査の現状・ニーズと有効利用，土と基礎，Vol.45,No.9,pp3-6
鍛冶ほか(1997)：物理探査結果と地盤特性の相関，土と基礎，Vol.45,No.9,pp11-14
電力中央研究所(1997)：電中研レビューNo.35　地下の探査・可視化技術 pp54-55
物理探査学会(1989)：図解物理探査，pp91
田中・宮川(1992)：地下深部調査におけるボアホールテレビジョン装置の活用，応用地質，Vol.32,No.6,pp289-303
杉山(1993)：全周撮影型ボアホールテレビカメラの現場適用と今後の展望について，大ダム，No.146,pp36-44
榎戸ほか(1994)：ボアホールテレビ映像からの孔壁不連続面の一抽出法，土質工学会論文報告集，Vol.34,No.4,pp135-140
仙波ほか(1992a)：ボアホールレーダーによる花崗岩岩盤特性調査－釜石原位置試験場における調査結果について－，応用地質，第32巻，第6号 pp34-42
仙波ほか(1992b)：東濃地域の花崗岩を対象としたレーダー法クロスホール調査について，日本原子力学会1992秋の大会予稿集 pp340
長田ほか(1992)：足尾観測井におけるボアホールレーダー測定－深度2000mクラスへの適用－，物理探査学会第87回学術講演会論文集 pp120-124
登内ほか(1992)：反射式ボアホールレーダーによる花崗岩の亀裂計測，物理探査学会第87回学術講演会論文集 pp125-129
地質調査所・動燃事業団(1997)：マルチオフセットハイドロフォンＶＳＰ調査法の亀裂性岩盤への適用試験（その２）共同研究報告書，PNC TY7651 97-001
下茂ほか(1991)：弾性波および電磁トモグラフィによる花崗岩中の亀裂探査，物理探査学会第85回学術講演会論文集 pp203-208
稲葉ほか(1993)：電磁波，比抵抗トモグラフィによる岩盤の含水状態評価，鹿島技術研究所年報，第41号，pp239-244
桑原ほか(1994)：地下実験施設におけるジオトモグラフィ探査と岩盤評価（その１）－クロスホール測定におけるサイスミック・レーダートモグラフィー，第9回岩の力学国内シンポジウム講演論文集 pp343-348
谷本ほか(1996)：比抵抗および弾性波トモグラフィを用いた岩盤内不連続面の評価，第27回岩盤力学に関するシンポジウム講演論文集 pp291-295
星野ほか(1997)：液化石油ガス地下岩盤貯槽方式における最近の地質調査手法，土と

基礎，Vol.45,No.9,pp25-27
脇坂(1997)：設計・施工への物理探査のシステム利用，土と基礎，Vol.45,No.9,pp23-25
竹内ほか(1998a)：正弦波水理試験による岩盤の水理特性評価の一例，日本応用地質学会平成10年度研究発表会講演論文集 pp25-28
藪内・長谷川(1996)：レーダー法シングルホール調査用広帯域レーダープローブの開発，第28回原子力学会中部支部研究発表会講演予稿集 pp31
戸井田・升元(1996)：電磁波を利用した岩盤構造探査について，日本応用地質学会平成8年度研究発表会講演予稿集 pp25-28
升元ほか(1997)：ボアホールレーダー反射法による岩盤内亀裂調査，第28回岩盤力学に関するシンポジウム講演論文集 pp328-332

（4.3.2 地下水の水理特性に関する調査技術）

Hvorslev,M.J.(1951):Time lag and soil permeability in ground-water observation,Corps of Engineers U.S.Army,Waterways Experiment Station,Vol.136
Cooper,h.h.Jr.,J.D.Bredhoeft,I.S.Papadopulos.(1967):Respomse of a finite-diameter well to an instantaneous charge of water.Water Resources Research Res.,3,pp263-269
Jacob,C.E.(1946):Radial flow in a leaky artestian aquifer,American Geophysical Union,Vol.27,No.2,pp198-205
Jacob,C.E. and Lohman,S.W.(1952):Nonsteady flow to a well of constant drawdown in an extensive aquifer,Transactions,American Geophysical Union,Vol.33,No.4,pp559-569
花野ほか(1994)：地熱資源開発における地下亀裂の意義とその事例，地下水学会誌，第36巻，第2号，pp133-146
K-E Almen and O.Zellman(1991):Aspo Hard Rock Laboratory.Filed investigation methodology and instruments used in the pre-investigation phase,1986-1990,SKB TR 91-21,pp79
尾方ほか(1997)：フローメーター検層による花崗岩中の透水性割れ目の把握，日本応用地質学会
中野勝志,斎藤章,西垣誠（1991）：難透水性岩石を対象とした室内透水試験,土質　工学会論文報告集,第31巻,3号,p.164-174.
Brace,W.F.et al.（1968）：Permeability of granite hight pressure, J.Geophys.Res, Vol.73 ,p.2225-2236 .
後藤ほか（1992）：坑道周辺のゆるみ領域を水理学的に評価する試験装置の開発，日本原子力学会 ,1992秋の大会講演会論文集,pp.338.
佐藤稔紀ほか（1992）：坑道周辺のゆるみ領域の水理特性調査,日本原子力学会 ,1992秋の大会講演会論文集,pp.339.
安達・杉原(1996)：堆積軟岩での掘削影響領域の透水係数測定,土木学会年次学術講演会要旨集,pp362-363.
竹内ほか(1998b)：孔間水理試験装置の開発と現場適用例，第10回岩の力学国際シン

ポジウム論文集 pp725-730
John H. Black et al. (1986) : Crosshole Investigations - The method,theory and analysis of crosshole sinusoidal pressure tests in fissured rock, Stripa Project IR 86-03,SKB, Stockholm, Sweden.
柳澤ほか（1989）：新しい現場透水試験法（動燃式JFT）の開発と測定例，土と基礎，第37巻，7号,.pp.47-52.
尾方ほか（1992）：堆積岩の地質学的 特性および透水係数，見かけ比抵抗相互の関係とその水理地質構造モデル化への適用，応用地質，第32巻，6号,. pp.51- 62.
和久田ほか（1996）：坑道周辺の岩盤を対象とした間隙水圧装置の開発，原子力学会中部支部第28回研究発表会予稿集，p.32
渡辺ほか（1989）：蒸発量計測によるトンネル壁面からの湧水量の測定－（その１）測定法と実験－， 応用地質，第30巻，4号,. pp.11- 18.
渡辺ほか（1990）：蒸発量計測によるトンネル壁面からの湧水量の測定（その２）－現場 計測－，応用地質，第31巻，1号,. pp.1- 11.
Watanabe.K.,（1991）：Evaporation Measurement in the Validation Drift-Part 1,SKB TECHNICAL REPORT, STRIPA PROJECT No,91-06.4)Watanabe.K.,（1991）：Evaporation Measurement in the Validation Drift-Part 3 Comparison Between the First and Second Set of Measurement Results,SKB TECHNICAL REPORT, STRIPA PROJECT No,91-36.

（4.3.3 地下水の地球化学特性に関する調査技術）
岩月輝希，豊嶋賢治，吉田英一（1998)：深地層を対象とした地下水の地球化学的調査の現状，放射性廃棄物研究，印刷中
濱克宏ほか（1993）：東濃地域における深部地下水の地球化学的研究，日本原子力学会1993年春の年会予稿集，京都大学，平成5年3月27-29日，p 416
Hama, K. et al. (1994)：A sampling procedure of formation water and its application to geochemical investigation of groundwater in the Tono area, Japan, Proc.the OECD/NEA SEDE CLAY CLUB Workshop England, pp. 213-216, B.G.S. Keyworth, Nottingham, 6, June
濱克宏ほか（1995）：1,000m対応採水装置の開発，日本地下水学会1995年秋季講演会要旨，同志社大学，平成7年10月25日，pp. 20-25
濱克宏ほか（1996）：地球化学的研究に必要な調査技術・機器の開発，地層処分研究開発の現状，動力炉・核燃料開発事業団, PNC TN1410 96-071, pp. 299～301
Black,W.H., Smith, H.R., Patton, F.D. (1986)：Multiple level groundwater monitoring with the MP system, Proc. NWWA-AGU Conf. on Surface and Borehole Geophysical Methods and Groundwater Instrumentation, pp. 41-61
中野勝志ほか（1996）：水理学的研究に必要な調査技術・機器の開発，地層処分研究開発の現状，動力炉・核燃料開発事業団, PNC TN1410 96-071, pp. 288～289

中野勝志ほか (1997), 深度 1,000m 対応地下水調査機器の開発, 動燃技法 No. 102, 動力炉・核燃料開発事業団, PNC TN1340 97-002, pp. 47-52
根山敦史ほか （1990）：実測された地下水 Eh の地球化学モデルによる評価, 日本原子力学会 1990 年秋の大会予稿集, 東北大学, 平成 2 年 10 月 2-5 日, p 720
柳澤孝一ほか（1991）：パッカー式地下水サンプラーの開発, 日本地下水学会 1991 年度秋季講演会要旨集, 沖縄県宮古島, 平成 3 年 10 月 23-26 日, pp. 204-207

（4.3.4 岩盤の熱および力学特性に関する調査技術）

Hallbjorn L. (1986) ：Rock stress measurements performed by Swedish State Power Board, Proc. International Symposium on Rock Stress Measurement, Stockholm, pp.197-206
Hallbjorn L. et. al. (1990)：A new automatic probe for measuring triaxial stresses in deep bore holes, Tunneling and Underground Space Technology. Vol.5, pp.141-145
Leite M. H. et.al. (1996)：The IAM - A down- the-hole conditioner / data logger for the modified doorstopper technique, Proc. 2nd North American Rock Mechanics Symposium, Aubertin, pp.929-936
Hayashi K. et. al. (1989)：In situ stress determination by hydraulic fracturing - a method employing an artificial norch, Int. J. Rock Mech. Sci. & Geomech. Abstr. Vol.26, pp.197-202
Zoback M. D. (1993)：In situ stress measurements and geologic processes, Proc. of a short corse in- Modern In Situ Stress Measurement Method, Univ. of Wisconsin Madison, pp.1-23
Okabe T. et. al. (1996)：Earth crust field estimation by using vertical fractures caused by borehole drilling, Proc. 8th international Symposium on the Observation of the Continental Crust Through Drilling, Tsukuba
Kazuhiro M.(1992):J of Acoustic Emission pp63-76
Yamamoto K.et al.(1990):Tohoku Geophysical Journal Vol.33,pp127-147
Ren.N.K and Rogiers J.C.(1983):Proc.of 5th ISRM Cong.pp117-127
小島ほか(1994)：資源と素材, Vol.110,pp143-148
小島ほか(1994)：資源と素材, Vol.110,pp435-440
Matsui.H et.al.(1997):Proc.of Int. Workshop on Rock Stress(in print)
土質工学会　編(1989)：岩の調査と試験,p.364~369
小杉　他(1995)：土木学会論文報告集 No.517 p.181-188
Olle Olsson et.al (1996) : SKB International cooperation report 96-03
R.S. Read and C.D. Martin (1996) : AECL Technical report 11311,COG-65-171
畑　他(1995): 第26回岩盤力学に関するシンポジウム講演論文集 p.306~310
土質工学会　編(1989)：岩の調査と試験,p.445-464

（4.3.5 岩盤中の物質移動に関する調査技術）

Alexander,W.R., Frieg,B., Ota,K. and Bossart,P.（1996）：The RRP Project： Investigating radionuclide retardation in the host rock. Nagra Bulletin No.27, 43-55, Nagra, Wettingen, Switzerland.

安藤貴，太田久仁雄（準備中）：間隙構造調査のためのレジンの特性調査.

佐藤ほか（1992）：動燃技術報告書，PNC TN8410 92-164

澁谷ほか（1992）：動燃技術報告書，PNC TN8410 92-163

（4.3.7 分析技術）

JIS 規格(1989), General rules for mass spectrometric analysis, K-0118

JIS 規格(1992), General rules for molecular absorptiometric analysis, K-0115

JIS 規格(1992), General rules for ion chromatograph analysis, K-0127

JIS 規格(1993), General rules for gas chromatographic analysis, K-0114

JIS 規格(1993), General rules for atomic absorption spectrochemical analysis, K-0121

Hobbie, J. E., Daley, R. J. and Jasper, S. (1977) : Use of nuclepore filters for counting bacteria by fluorescence Microscopy, Appl. Environ. Microbiol., Vol.33, pp1225-1232.

Litherand, A. E. (1984) Accelerator mass spectrometry, Nuclear instrument and methods in physics research, B-5, pp 100-108

Mizutani, Y. Seo, T. Ota, K. Nakamura, N. Murai, Y., (1992) : in Proc. Symposium on Accelerator Mass Spectrometry and Interdisciplinary Application of Carbon Isotopes, pp159-168

兼岡(1985)：40 Ａｒ－39 Ａｒ法による年代測定－現状と今後の見通し－，地学雑誌，vol.94，pp676-681.

G.B.Dalrymple(1967):Potassium-Argon ages of recent rhyolites of the Mono and Inyo Craters,California:Earth Planet.Sci.Lett.,Vol.3,pp289-298.

Suzuki et. al.(1991):Middle Precambrian provenance of Jurassic sandstone in the Mino Terrane, central Japan: Th-U-total Pb evidence from an electron microprobe monazite study,Sediment.Geol.,75,pp141-147.

兼岡(1998)：年代測定概論

第Ⅴ章

地質環境に関する
ナチュラルアナログ研究

第Ⅴ章 地質環境に関するナチュラルアナログ研究

5.1 ナチュラルアナログ研究の概要

放射性廃棄物の地層処分に関するナチュラルアナログ研究の基本的な意義は，地層処分システムにおける核種の移行・遅延現象に関する地球化学的挙動や遅延現象に類似する地質学的現象を研究することによって，地層処分システムに地質時間スケールで将来発生すると考えられる地球化学的プロセスを具体化することと，地層処分システムの安全評価に用いる室内実験データの外挿による長期的な信頼性を高めることにある（Come and Chapman，1986；IAEA，1989）。したがって，地層処分システムの核種隔離性能に関するナチュラルアナログ研究を行うに当たっては，処分システムの概念や，処分システムに用いるモデルなどとの結び付きを明確にすることが重要になる。

これまで上記位置付けにおいて，国内外のウラン鉱床を例にしたウランおよび超ウラン元素の化学的類似性に着目したナチュラルアナログ研究が多数進められてきた。これは，ウラン鉱床の長期的な保存状態を研究することによって，地質環境における，とくにその地球化学的な環境が長期にわたって安定で，長期的隔離性能が本質的に備わっていることを示すことを目的とするものである。その世界的な代表例は，アフリカ・ガボン共和国で発見された天然の原子炉として有名なオクロ鉱床である（IAEA，1975，1978）。オクロ鉱床は，約20億年前に形成された高品位のウラン鉱床で，天然の状態のまま自然発生的に核分裂連鎖反応を起こし，核分裂生成物や超ウラン元素を地質環境中に発生させた（例えば，Brookins，1990）。これまでのフランスをはじめとする世界各国の研究の結果，発生した放射性元素の多くが20億年経過した現在まで地質環境中に安定に保存されてきたことが確認されており，地層処分の長期的な安全性を示す天然の類似現象として注目されている（例えば，Curtis et al., 1989）。

このほか，ウラン鉱床を利用したナチュラルアナログ研究としては，オーストラリアのクンガラ鉱床（例えば，Duerden et al., 1987），カナダのシガーレイク鉱床（例えば，Goodwin et al., 1989），ブラジルのオサムウツミ鉱床（例えば，Chapman et al., 1990）などの例があり，いずれのウラン鉱床でもウランやトリウムなどの放射性元素が地質環境中に長期にわたって保存されてきたことが示されている。

わが国においても，岐阜県の東濃ウラン鉱床における研究例がある（例えばYamakawa，1991；Yusa et al., 1993；Yoshida, 1994など）。東濃ウラン鉱床は，約1千万年前に形成されて以来，様々な地殻変動や種々の天然現象を被ってきたにもかかわらず，現在まで保存されてきた。なお，ウラン以外にも様々な金属や非金属の鉱床が，世界各国およびわが国の地質環境中に存在している。このような実例は，地質環境には本来的に物質を長期にわたって隔離する機能が備わっていることを意味するもの

である。

本章では，このような地質環境の天然バリア機能に関するナチュラルアナログ研究として，国内における各研究機関が実施してきた東濃ウラン鉱床，オクロウラン鉱床およびクンガラウラン鉱床における研究事例について整理した。

また，天然バリアに期待される重要な核種遅延機能の1つであるマトリクス拡散現象についても，釜石鉱山における地下坑道での研究事例を示した。さらに，これらの個々のナチュラルアナログ研究を総括的に用いることによって，あるサイトの地質環境の長期的かつ緩慢な変化状態を推し量るために古水理学的研究アプローチについても，東濃地域における研究事例を基に取りまとめた。

5.2 ナチュラルアナログ研究事例

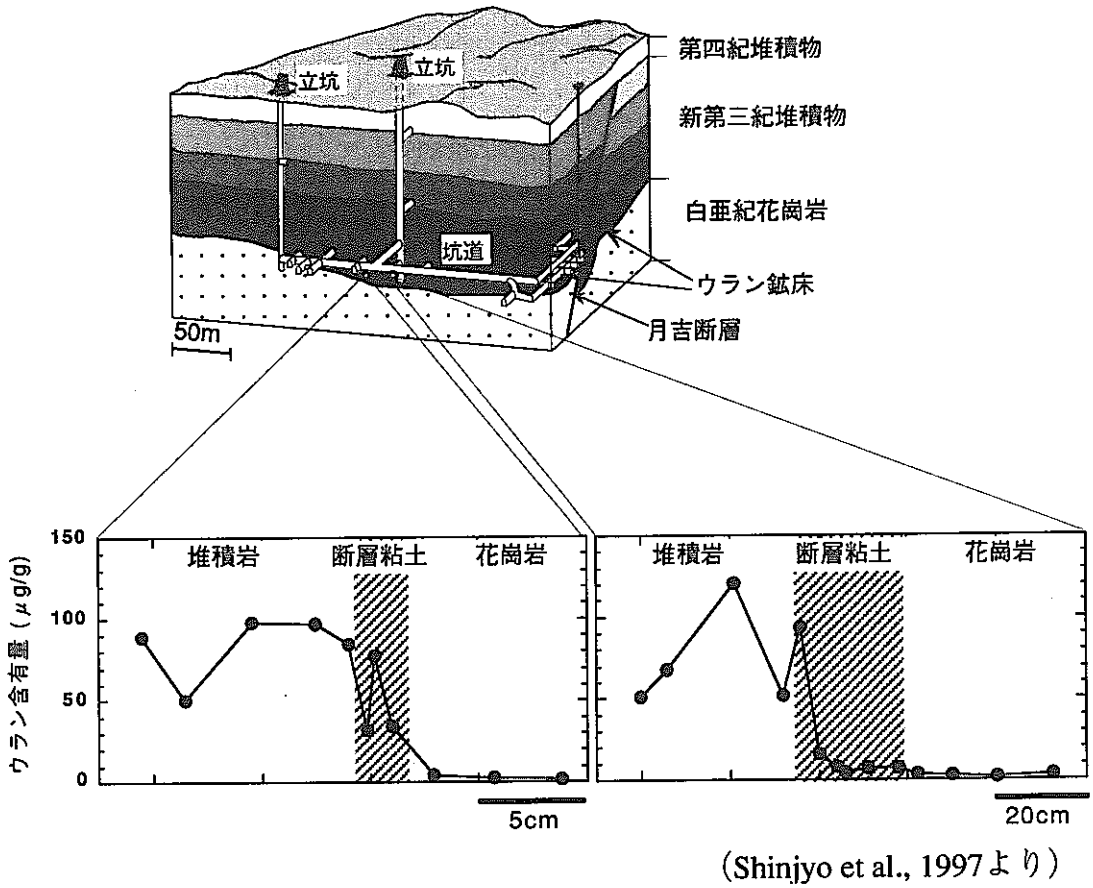
東濃ウラン鉱床，オクロウラン鉱床およびクンガラウラン鉱床におけるナチュラルアナログ研究の事例をもとに，地質学的な履歴に着目してウラン鉱床の保存環境について整理した。とくに，より微視的な観点からとらえたウランの保持機構についても，これまでの調査から得られた知見を取りまとめた。

5.2.1 天然ウラン系列核種の移行・遅延

1) 東濃ウラン鉱床における研究事例

東濃ウラン鉱床は，岐阜県土岐市東方約7kmに位置するわが国最大のウラン鉱床であり，約1千万年前に形成されたとされている（Ochiai et al., 1989）。東濃ウラン鉱床地域の地質は，約7千万年前に貫入してできた花崗岩を基盤岩として（石原・鈴木，1969），2,000～1,500万年前頃にこの地域が湖底～海底であった時代に堆積した砂や泥が固結してできた第三紀堆積岩層（瑞浪層群）がこれを不整合に覆っている（糸魚川，1974a）。この瑞浪層群の最下部に，ウラン鉱床が層状に分布する。ウラン鉱床は，基盤岩花崗岩中のウランが酸化性の水に溶け込んで運搬され，還元的な環境下で沈殿・濃集してできたものと考えられている（Katayama et al., 1974）。

ウラン鉱床が形成された前後の1,500万～500万年前頃にかけて，この地域は隆起により陸化し，瑞浪層群は侵食を被った（糸魚川，1980）。また，ウラン鉱床の形成後に発生した断層（月吉断層）が繰り返し活動することにより，ウラン鉱床を含む瑞浪層群を上下方向に約30mずらした。この断層によって，ウランの鉱体は切られたものの，その状態のまま現在まで保存されており，断層に沿ってウランが移動した形跡はこれまでのところ認められていない（図5.2-1）（Shinjo et al., 1997）。さらに，約500万年前頃まで侵食が続いた後，この地域は沈降して河床や湖底に水没し，その間に堆積した土砂や粘土（瀬戸層群）が瑞浪層群を覆った（糸魚川，1974b）。瀬戸層群の堆積が約70万年前頃まで続いた後，この地域は，気候変動や海水準変動に伴っ



（Shinjyo et al., 1997より）

図 5.2-1 東濃ウラン鉱床と月吉断層中でのウラン濃度プロファイル

東濃ウラン鉱床は，月吉断層によって切られるものの，断層粘土を挟んでの堆積岩から花崗岩へのウランの移動は放射非平衡調査によっても確認されていない。

て侵食を被るようになり，その状態が現在も続いている。

以上のように，東濃ウラン鉱床は，約1千万年前に形成されて以来，断層活動や隆起・沈降，侵食・堆積，気候・海水準変動などを被ってきたにもかかわらず，現在まで保存されてきた。このことは，様々な地殻変動や天然現象を被ったにもかかわらず，地質環境が長期にわたって地球化学的に安定な状態を維持し，その結果ウランが地下水中に溶け出してしまうような状態に至らなかったためと解釈される。

実際に，東濃地域における地下水の地球化学特性に関する調査研究によれば，瀬戸層群中の地下水が現在の降水であるのに対し，ウラン鉱床を含む瑞浪層群最下部（地下百数十m）の地下水は1万数千年前の降水が地下に浸透したものであり（Mizutani et al., 1992），また，強い還元状態が維持されていることが確認されている（Iwatsuki et al., 1995）。

一般に物質の岩石中での濃集は，物質が移動し得る空隙などの地質構造の存在が不可欠である。東濃地域においては，基盤岩との不整合面上に形成された古チャンネル構造が，水理地質構造的に物質の濃集する場として重要な役割を果たしている。また地下水が還元的で動きが遅いという深部地質環境が有する特性が長期にわたって維持されたことも，水理学的な要因と併せて地球化学的にウラン鉱床を長期に亘って保存させてきた理由であるといえる（Shikazono and Utada, 1997）。

さらに，より微視的な観点から捉えたウランの保持とそのメカニズムについては，東濃ウラン鉱床におけるウランとその娘核種の放射平衡・非平衡状態に着目した調査研究によって明らかにされている。これらの調査によれば，東濃ウラン鉱床のいくつかの場所から採取した岩石試料（数cm大）中のウラン系列核種（^{238}U, ^{234}U, ^{230}Th）は，ほぼ放射平衡状態にあることが示されている（図3.6-6）（湯佐・吉田，1993）。このことは，これらの核種が地質学的に閉鎖系で長期間共存していたことを意味する。これまでのウラン系列核種の放射平衡調査から，^{226}Raなどの短半減期核種については，一部放射非平衡の部分が認められるものの，^{238}U, ^{234}U, ^{230Th}に関しては放射平衡が成立するまでの期間は親核種の半減期に依存していることを考慮すると，少なくとも過去数十万～百万年間にわたって，ウランとトリウムが同じ場所（数cmの範囲内）に固定されてきたと判断される（Yoshida et al., 1994a）。

電子顕微鏡などによる微視的な観察によれば，ウランは造岩鉱物である黒雲母や石英粒子中の割れ目および鉱物粒子間の間隙に濃集しており（Yoshida, 1994），高濃集部の方が低濃集部よりも透水性が高いこと，および低濃集部は高濃集部に比べて収着能力に余裕があることが確認されている（Yoshida et al., 1994b）。すなわち，ウランの濃集度の違いは，鉱物の収着能力の差よりも，むしろ微小割れ目や粒子間隙などの

地下水の移行経路の分布に依存していると解釈される。また核種の収着能力は，有色鉱物（黒雲母等）が石英や長石などに比べ一般に高いことが知られており，有色鉱物を多く有する岩石は，ウランなどの核種を優先的に固定する役割をなすものと考えられる。

東濃地域に分布するような岩石は，瀬戸内海地域から東濃地域にかけて広く分布していることが知られており（糸魚川，1980），このような岩石によってもたらされる地下深部の地質環境は，本来的にウランなどの核種を長期にわたって固定する能力を持ち合わせていると考えられる。

2) オクロウラン鉱床

オクロウラン鉱床は，約 20 億年前に天然の条件で核分裂連鎖反応の生じたことが確認されているアフリカ・ガボン共和国にある鉱床である。調査の結果から，核分裂連鎖反応が生じた時，その周辺の岩盤は連鎖反応の熱で約 350℃まで加熱されたものと考えられている。この連鎖反応によって生成されたと考えられる核分裂生成核種は，数トンを上回るものと推定されている（例えば Gauthier-Lafeye and Weber,1989）。

これまでの調査によって，これらの放射性核種が地質環境下においてどのような挙動をとったのかについては，以下のような知見が得られている（Hidaka and Holliger,1998；Isobe et al.,1995）。

- ウランおよびプルトニウムは，核分裂を生じた場所からほとんど移動しておらず，また移動した一部のプルトニウムもストロンチウムやセシウムなどと同様に周辺の粘土層に留まっている。
- 希土類元素については，核分裂を行った場所からの移動は認められない。
- 一方，地表近くの酸化状態に置かれたと考えられる核分裂の発生箇所からは，ストロンチウムやセシウムなどの一部の元素が移動している。

これらの知見は，地質環境中に置かれた放射性核種が，酸素を含む地下水と接触せず還元状態中に保たれるならば，核種が移動することはほとんど考えられず長期にわたって安定であることを示唆するものである。また，粘土層の存在は，放射性核種の吸着，保持に有効であることを示している。

3) クンガラウラン鉱床における研究事例

クンガラウラン鉱床は，オーストラリアにある約 17 億年前に形成された鉱床である。この鉱床は，形成当時の一次鉱床の部分と，酸素を多く含んだ地下水によって二次的に溶解し，再度濃集したと考えられる二次鉱床の部分からなる。

一次鉱床の部分では，ウランはウラン鉱物として安定に存在している一方で，酸素

を含んだ地下水と接した部分では，ウランが溶解し，岩石中の鉄鉱物が溶解したウランを再度濃集するのに重要な機能を果たしたことが，岩石の化学的分析や電子顕微鏡等での観察によって明らかにされている（例えばOhnuki et al.,1995；Yanase et al.,1991など）。

これらの知見は，地層処分システムにおいて現在考えられている鉄を主成分とする炭素鋼のオーバーパックが，酸素を含んだ地下水によって核種が漏れ出たとしても，核種の吸着材として有効に機能することを示唆するものである。

5.2.2 マトリクス拡散に関するナチュラルアナログ研究

マトリクス拡散は，割れ目を選択的な移行経路として有する岩盤中での核種の遅延効果として重要な現象である。この現象が実際の地下深部の地質環境中で生じていることを確認するために，釜石鉱山における既存坑道内での調査を実施した。

この調査研究においては，高透水性割れ目とその近傍岩盤中における，物質のマトリクス拡散現象の実例を確認するために，天然ウラン系列核種（^{238}U，^{234}U，^{230}Th）の分布および放射平衡・非平衡調査を行った。本調査には坑道壁面からの試錐孔から採取した岩石コア試料を用い，割れ目表面から母岩内部に向けて，天然ウラン系列核種のプロファイルを確認するという手法を用いた。

放射平衡・非平衡調査の結果から，割れ目表面から母岩内部に向けて，天然トリウムはほぼ一定濃度のプロファイルを示すのに対し，割れ目充填鉱物の $^{234}U/^{238}U$ 比（>1）は地下水のそれと一致しており，$^{230}Th/^{234}U$ 比は1よりも小さいことから，地下水中の天然ウラン（$^{234}U/^{238}U>1$）が割れ目充填鉱物中に供給されていると考えられることが示された。また，母岩マトリクスにおける地球化学的な変化もほとんど考えられないことから，割れ目充填鉱物中に保持された天然ウラン系列核種は，平衡状態に達する程の長い時間をかけて母岩内部に向けて拡散していると推測される（図 3.6-12）（Ota et al., 1999）。さらに，割れ目近傍の変質した母岩中には緑泥石や（変質斜長石中の）絹雲母などのウラン収着能の大きい鉱物（Ticknor, 1993, 1994）が多く分布しており，天然ウランはこれらの鉱物との化学的相互作用のもと拡散していることを示すものと考えられる。

これまでの天然ウラン系列核種の分布についての調査結果を総合すると，釜石鉱山に分布する白亜紀花崗閃緑岩体における物質（天然ウラン）のマトリクス拡散の深さは，少なくとも 10～100mm の幅を有することが示された。このマトリクス拡散の広がり（深さ）は，前述の連結空隙ネットワークの構造的特性（分布，連結性，空隙率）および移行経路周辺の鉱物の収着特性によって規制されるものと考えられる。諸外国においても結晶質岩を対象に同様の研究が数多くなされ，結晶質岩中におけるマトリ

クス拡散の深さは，透水性割れ目から数 cm 程度であることが報告されている（例えば，Alexander et al., 1990；Smellie et al., 1986；Mènager et al., 1994；Suksi et al., 1992）。

このマトリクス拡散に係わるナチュラルアナログ研究は，ウラン鉱床などのある種の元素が選択的に濃集している状態を活用しなければ実施できないものではなく，一般の地質環境に広く適用することのできる研究手法と言えるものである。このような調査は，将来的にはある決められたサイトにおいても，その場所の地質環境が有する天然バリア機能を把握する手法として十分に活用可能である。

5.2.3 古水理地質学的アプローチ

地質環境のナチュラルアナログ研究については，将来的には「古水理地質学(Paleohydrogeology)」という水理や地下水の地球化学的側面のみならず物質移動までを考慮したシステム研究へと展開していくと考えられる（Chapman and McEwen, 1993）。

ある地質媒体中での地下水の現時点での流動に関する研究は，水理学に含まれる。この研究には，表層水理測定による地下水涵養量の把握，試錐孔を用いた岩盤の透水係数や間隙水圧の測定，有限要素法などを用いたコンピューターによる地下水流動解析，といった調査・研究が含まれる。

さらに，ある地質媒体中での地下水の，過去から現在までの流動を明らかにする研究は「古水理地質学」と呼ばれる。この場合，過去の地下水涵養量，岩盤の透水係数や間隙水圧，といった数値を直接測定することは不可能であり，古地形学，古気候学，地球化学といったさまざまな知見や情報から当時の水理状況を推定する作業が必要である。例えば，当時の地下水より析出したと考えられる鉱物の化学組成から，共存していた地下水の水質を逆算するなどといった作業がそれに含まれる。これは地下水の性質が水－岩石相互作用より規制されているという特性を応用したものであり，地下水の化学組成から地下水の流動状況を推定することが可能になるというものである（Chapman and McEwen, 1993）。

このような研究は，ある地質環境の水理学的性質の長期変化を研究するものであり，ナチュラルアナログ研究の１つと言える。しかし， Chapman and McEwen（1993）はナチュラルアナログ研究という言葉では、適切に意味を表していないことから，代わりに「古水理地質学(Paleohydrogeology)」という言葉を用いるべきであることを提案している。

「古水理地質学」という用語は，石油やウランの探査に利用する目的で，以前から用いられている用語であり，近年でも例えば Sanford（1982,1990）は，コロラド盆地についての過去数億年にわたる長期的な水理学的変遷の研究を行っている。

Chapman and McEwen（1993）は，この研究手法を地質学・地球化学・水理地質学のシステム研究として捉え，ある地質環境についての古水理学的研究は統合化した性能評価手法の確証のための良い練習の場になることを述べている。

さらにYusa et al.(1993)は，東濃ウラン鉱床での古水理地質学的研究を行う有利さを強調し，その場合は地質学・地球化学・水理地質学の統合だけでなく，物質（天然核種）移行・固定研究も統合された性能評価手法の確証を目指す際の良い練習の場になると主張した。またこれらの研究成果は，地層処分の安全評価解析の検証という観点においても将来的に重要な位置付けを有するものと考えられている。

古水理地質学の研究は，未だ未成熟であり，古地理の復元など各要素にわたって取り組むべき課題が残されているが，地質環境の（広義の）ナチュラルアナログ研究として，そして，東濃ウラン鉱床などを用いた統合した性能評価手法の確証のための唯一の練習の場を与えるものとして，今後目指すべき方向である（Chapman,1992；Come and Chapman,1991)。

5.3 まとめ

ナチュラルアナログ研究は，地質環境の長期的な安定性や処分システムの長期安全性を示す有効な手段とされており（例えば，Chapman et al.,1984），地質環境中で実際に起こった天然の類似現象（ナチュラルアナログ）に着目することにより，天然バリアとしての岩盤の機能や人工バリアの設置環境としての適性の評価に活用できると考えられる（Miller et al.,1994）。

ナチュラルアナログ研究は，一般にウラン鉱床を利用して実施されており，わが国でも東濃ウラン鉱床において進められている。これらの研究は，主に地質環境中における天然核種の移行・遅延現象に注目して，天然バリアとしての長期的な隔離性能を評価するものである。

東濃ウラン鉱床においては，ウランが濃集している鉱体部分の地質環境は強い還元状態にあり，ウラン系列核種が長期にわたって保持されてきたことが確認されている。また，ウラン鉱床は，約1千万年前に形成されて以降，断層活動によって鉱体がずれるなどの変動を被ってきたにもかかわらず，現在まで保存されている。これは，地質環境が長期にわたって地質学的，水理学的および地球化学的に安定な状態を維持し，ウラン系列核種が地下水中に溶け出してしまうような状態に至らなかったためと考えられる。

東濃ウラン鉱床において実施した研究手法は，ウラン鉱床のみならず，現在の地球

化学の技術を活用すれば，一般の地質環境にも広く適用可能と考えられる。例えば，過去の地質時代に生じた割れ目周辺での変質に着目した，マトリクス拡散現象に関する研究などは，多くの地質環境に応用することが可能であり，実際に，花崗岩に対しての適用例が国内外において報告されている（例えば，Alexander et al., 1990；Ota et al., 1999）。

また，過去から現在までの地形・地質条件や水理条件などの変遷に着目した古水理地質学的なアプローチ（例えば，Yusa et al., 1993）を適用することによって，現在から将来への地質環境の変化の傾向を類推できる可能性も考えられる。このようなナチュラルアナログ研究は，ウラン鉱床地域だけではなく，一般の地質環境にも広く適用可能と考えられる。

参考文献

Alexander,W.R., McKinley,I.G., MacKenzie,A.B. and Scott,R.D. (1990)：Verfication of matrix diffusion by means of natural decay series disequilibria in a profile across a water conducting fracture in granitic rock, Sci. Basis Nucl. Waste Manag., XIII, pp.567-576.

Brookins,D.G. (1990)：Radionuclide Behaviour at the Oklo Nuclear Reactor, Gabon, Waste Management, 10, pp.285-296.

CEC (1986)：nuclear science and technology, CEC Natural Analogue Working Group, Second Meeting, Interlaken (CH), June 17-19, 1986, EUR 10671 EN, Commission of the European Communities.

Chapman,N.A. (1992)：The geologist's dilemma: predicting the future behaviour of buried wastes, Proc.29th International GeologicalCongress, Kyoto and Tokyo, pp.23-38.

Chapman,N.A. and McEwen,T.J. (1993)：The Application of Palaeohydrogeological Information to Repository Performance Assessment, Proc. Paleohydrogeological Methods and their Applications, NEA Workshop, Paris, 9-10 Nov., OECD, pp.23-38.

Chapman,N.A., McKinley,I.G. Shea,M.E. and Smellie,J.A.(1990)：The Pocos de Caldas Project : Summary and Implications for Radioactive Waste Management, SKB Technical Report, TR 84-16, SKB, Stockholm.

Chapman,N.A., McKinley,I.G. and Smellie,J.A.(1994)：The Potential of Natural Analogues in Assessing Systems for Deep Disposal of High-Level Radioactive Waste, Nagra Tech. Rep.84-41, Nagra Baden, Switzerland.

Come,B. and Chapman,N.A. (ed.) (1991)：CEC Nuclear Science Technical Report, EUR 13024.

Curtis,D.B., Benjamin,T.M., Gancarz,A.J., Loss,R., Rosman,J.K.R., De Laeter,J.R., Delmore,J.E. and Maeck,W.J. (1989)：Fission Product Retention in the Oklo Natural Fission Reactors, Jour. Applied Geochemistry,4, pp.49-62.

Gauthier-Lafeye,F. and Weber.F. (1989)：The Francevillian(Lower Proterozoic) Uranium Ore Deposit of Gabon, Ecol. Geol., 84, pp.2267-2285.

Goodwin,B.W., Cramer,J.J. and McConnell,D.B. (1989)：The Cigar Lake Uranium Deposit: An Analogue for Nuclear Fuel Waste Disposal, In: Natural Analogues in Performance Assessments for the Disposal of Radioactive Waste. IAEA Technical Report 304.

Duerden,P., Golian,C., Hardy,C.J., Nightingale,T. and Payne,T. (1987)：Alligator Rivers Analogue Project: Review of Research and its Implications for Model Valodation, CEC Radioactive Waste Management Series, EUR 11037, pp.82-91.

Hidaka,H. and Holliger,P. (1998)：Geochemical and Neutronic Characteristics of the Natural Fossil Fission Reactors at Oklo and Bangombe, Gabon, Geochim. Cosmochim. Act.,62, pp.89-108.

IAEA (1975)：Proceedings of a Symposium on the Oklo Phenomena, IAEA Technical Report,

STI/PUB/405.

IAEA (1978)：Proceedings of the Technical Committee Meeting on Natural Fission Reactors, IAEA Technical Report, STI/PUB/475.

石原舜三，鈴木淑夫（1969）：東濃地方ウラン鉱床の基盤花崗岩類，地調報告，Vol.232, pp.113-127.

Isobe,H., Ohnuki,T., Murakami,T. and Gauthier-Lafeye,F. (1995)：Migration Behaviour of Uranium under Oxidizing Condition in the Oklo Natural Reactor Zone 2, Gabon, Sci. Bas. Nucl. Was. Manag. XVIII, pp.1211-1218.

糸魚川淳二（1974a）：瑞浪層群の地質，瑞浪市化石博物館研究報告，1, pp.9-42.

糸魚川淳二（1974b）：瀬戸層群，瑞浪市化石博物館研究報告，1, pp.373-384.

糸魚川淳二（1980）：瑞浪地域の地質，瑞浪市化石博物館研究報告，1, pp.1-50.

Iwatsuki,T. Sato,K. Hama,K. and Seo,T. (1995)：Hydrogeochemical Investigation of Groundwater in the Tono Area, Japan, Proc. Mat. Res. Sci., 353, pp.1251-1257.

Katayama,N., Kubo,K. and Hirono,S. (1974)：Genesis of Uranium deposits of the Tono Mine, Japan, Proc. IAEA-SH-183/11, pp.437-452.

Mènager,M.T., Heath,M.J., Ivanovich,M., Montjotin,C., Barillon,R., Camp,J. and Hasler,S.E. (1994)：Uranium migration/retention processes in core profiles from El Berrocal (Spain): implications for matrix diffusion in fractured granite, Radiochim. Acta, 66/67, pp.475-483.

Miller,W., Alexander,R., McKinley,I. and Chapman,N. (1994)：Natural Analogue Studies in the Geological Disposal of Radioactive Wastes, Studies in Environmental Science 57, pp.395, Elsevier.

水谷義彦，瀬尾俊弘，太田久仁雄，中井信之，村井康浩（1992）：岐阜県東濃鉱山深層地下水の14C年代，加速器質量分析と炭素同位体の学際的応用シンポジウム論文集，pp.159-168.

Ochiai,Y., Yamakawa,M., Takeda,S. and Harashima,F. (1989)：A Natural Analogue Study on Tono Uranium Deposit in Japan, CEC Natural Analogue Working Group 3rd Meeting, Snowbird near Salt Lake City, pp.126-138.

Ohnuki,T., Murakami,T., Isobe,H., Sato,T. and Yanase,N. (1995)：Modelling Study on Uranium Migration in the Rock under Weathering Condition, Sci. Bas. Nucl. Was. Manag. XVIII, pp.1227-1234.

Ota,K., Amano,K. and Ando,T., (1999)：Brief Overview of In Situ Contaminant Retardation in Fractured Crystalline Rock at Kamaishi In Situ Test Site, In Proceedings of an International Workshop for the Kamaishi In Situ Experiments, Kamaishi, Japan, pp.24-25 August 1998. JNC Tech. Rep., JNC TN7400 99-007, JNC, Japan.

Sanford,A,F. (1982)：Preliminary model of regional Mesozoic groundwater flow and uranium deposition in the Colorado Plateau, Geology, pp.348-352.

Sanford,A,F. (1990)：Fluid-Mineral Interactions (Spencer et al. ed.), Special Publication No.2,

Geochem. Soc., pp.285-311.

Shikazono,N. and Utada,M. (1997)：Stable Isotope Geochemistry and Diagenetic Mineralization Associated with the Tono Sandstone-type Uranium Deposit in Japan, Mineralium Deposita, 32, pp.596-606.

Shinjo,N. Yoshida,H. and Ota,K. (1997)：An Analogue Study on Nuclide Migration in Tsukiyoshi Fault, Tono Uranium Deposit, Proc. Migration 97, pp.94-95.

Smellie,J.A.T., MacKenzie,A.B. and Scott,R.D. (1986)：An analogue validation study of natural radionuclide migration in crystalline rocks using uranium-series disequilibrium studies, Chem. Geol., 55, pp.233-254.

Suksi,J., Ruskeeniemi,T. and Rasilainen,K. (1991)：Matrix diffusion - evidences from natural analoguestudies at Palmottu in SW Finland, Radiochim. Acta, 58/59, pp.385-393.

Ticknor,K.V. (1993)：Actinide sorption by fracture-infilling minerals, Radiochim. Acta, 60, pp.33-42.

Ticknor,K.V. (1994)：Uranium sorption on geological materials, Radiochim. Acta, 64, pp.229-236.

Yamakawa, M. (1991)：Geochemical Behaviour of Natural Radionuclides in the Geological Formation, Proc. The 3rd International Symposium on Advanced nuclear Energy Research : Global Environment and Nuclear Energy, pp.150-158.

Yanase,N., Nightingale,T., Payne,T. and Duerden,P. (1991)：Uranium Distribution in Mineral Phases of Rock by Sequential Extraction Procedure, Radiochim. Act., 52/53, pp.373-380.

Yoshida,H. (1994)：Relation between U-series Nuclide Migration and Microstructural properties of Sedimentary Rocks, Vol.9, pp.479-490.

Yoshida,H., Yui,M. and Shibutani,T. (1994a)：Flow-path Stucture in Relation to Nuclide Migration in Sedimentary Rocks, An Approach with field Investigations and experiments for Uranium Deposit, Central Japan, Jour. Nucl. Sci. Tech., 31, pp.803-812.

Yoshida,H., Kodama,K. and Ota,K. (1994b)：Role of Microscopic Flow-paths on Nuclide Migration in Sedimentary rocks, A Case Study form the Tono Uranium Deposit, Central Japan, RadiochimicaActa, 66/67, pp.505-511.

湯佐泰久，吉田英一（1993）：天然放射性核種の地層中の挙動－東濃ウラン鉱床における事例研究－，放射線，20, pp.29-39.

Yusa,Y., Ishimaru,K., Ota,K. and Umeda,K. (1993)：Geologicaland GeochemicalIndicators of Paleohydrogeology in Tono Uranium deposits, Japan, Proc. NEA Workshop, PaleohydrogeologicalMethods and thier Applications, OECD/NEA, pp.117-146.

おわりに

おわりに

本分冊では，地層処分研究開発を構成する3分野のひとつである「地質環境条件の調査研究」における現在までの成果を取りまとめた。第2次取りまとめの目標は，「わが国における地層処分の技術的信頼性を示す」ことであり，それが，「処分事業を進める上での処分予定地の選定と安全基準の策定に資する技術的拠り所」となることが期待されている。これらの目標に対する達成度は，第2次取りまとめ「総論レポート」において，「地質環境条件の調査研究」，「処分技術の研究開発」および「処分システムの性能評価研究」の成果を統合することにより示した。本分冊では，総論レポートにおけるわが国の地質環境に関する記述内容を科学的・技術的に支援する観点から，地質環境条件の調査研究およびその基盤となる地層科学研究として，具体的に実施してきた内容と得られた結果などの事実関係を示すことに重点を置いた。

第2次取りまとめまでの地層処分研究開発は，岩種や地域を特定することなく対象とする地質環境を幅広く想定して進めることが国の方針である。「地質環境条件の調査研究」においても，全国を公平な視点でとらえることを原則としてきたが，得られた個々の地質環境情報自体は，特定の場所の岩盤や地下水についての計測結果であり，あるいは天然現象の活動に関する個別の事例である。これらの地質環境情報は，処分場を建設することを前提とした実際のサイトに関する情報とは本質的に異なる。サイトで取得される地質環境情報は，そのサイトの適性を判断し，あるいは実際に構築しようとする地層処分システムの設計や安全評価を行うために，直接的に使用されるものである。一方，本分冊に示したような地質環境情報は，それらが得られた地点の情報としてではなく，わが国の地質環境の一般的な条件を理解することに活用してこそ意味があるものである。以下，わが国の地質環境を幅広く理解するという視点で，本分冊の内容を振り返って見る。

第I章では，第2次取りまとめにおける地質環境条件の調査研究の課題を明確化することに主眼を置いて，わが国における地質環境の役割や国の指針など，関連する背景情報を整理した。本章で示した課題については，項目ごとに達成度は異なるものの，わが国の地質環境を幅広く理解するジェネリックな研究開発段階としての目標は概ね達成できたと考える。

第II章では，多重バリアシステムを構築する場としての地質環境の長期安定性に影響をもたらす可能性のある天然現象について，過去から現在までの活動履歴や地質環境への影響に関する情報を整理した。現象の種類や地域によって得られる情報の量や精度に違いはあるものの，概ね過去数十万年程度まで遡って，活動の場所や変動の規模などを追跡することができた。また，天然現象によっては，過去数十万年程度より

も古い時代における活動の特徴や傾向を推定することができた。これらの結果に基づき，天然現象による重大な影響が及ばないような地域を選定し，あるいは想定される変化を考慮して必要な対策を講じることができると考えられる。すなわち，火山活動や断層活動のように偏在性が強い現象や局所的な現象については，活動の場が限定できるため，そこから十分に離すことにより影響を回避することが可能であり，一方，隆起・沈降・侵食および気候・海水準変動については，変動の速度や幅が推定できるため，その影響を考慮して十分な深度を確保するなどの対策をとることが可能である。

ただし，わが国における天然現象の活動やこれを支配しているメカニズムには地域性があるため，個々のサイトについて天然現象の活動や影響を具体的に検討する際には，その地域の特徴を十分に踏まえる必要があり，また，地域によって考慮すべき事象やその重要性は違ってくる。全国を視野に入れたジェネリックな研究開発としては，第II章に示したような情報や知見の整備が概ね必要十分な程度と考える。今後も地球科学の進展に留意しつつ最新情報の活用を図っていく必要はあるが，地層処分研究開発として独自に，かつ，全国を一律にとらえたままで，情報の取得を継続していくことは効率的ではない。今後は，地域的な特徴に焦点を当てて，天然現象の活動や影響をより高い分解能で評価していく必要があると考える。

第III章においては，人工バリアの設置環境および天然バリアの機能にとって重要な性質に着目して，わが国の岩盤や地下水に関する情報を整理した。整理した情報は，主に地球科学や土木工学などの分野に蓄積されている文献データと東濃地域および釜石鉱山での調査試験で得られた実測データからなる。文献データは数が多く様々な岩種や地域を網羅しているが，信頼性や精度の点で必ずしも十分でない場合がある。一方，実測データは，一定の信頼性や精度が保証されているが，岩種や地域が限られている。岩盤の熱・力学特性については，地熱開発や土木工学の分野での研究が進んでいるため，主に文献データを活用することにより，岩種ごとの物性値の分布や地温勾配の地域分布，初期地圧の深度分布を把握することができた。地下水の流動特性や地球化学特性については，精度に限界はあるものの，多数の文献データを整備することにより，動水勾配や水質の大まかな分布などを検討することができた。さらに，東濃地域や釜石鉱山での実測データと対比することにより，地下深部における岩盤の透水性や地下水の酸化還元状態などの一般的な傾向を理解することができた。

これらの情報によって，わが国の岩盤や地下水の性質を網羅的に把握できたわけではなく，また，代表値や平均値が求められるわけでもない。ただし，わが国の深部の地下水は，一般に動きが遅く還元的な状態にあると考え得ることや，地温が異常に高くなく地圧も均質に近いような深部岩盤が，わが国にも広く存在し得ることは，本分冊に整理した情報によって理解できると考える。また，処分システムの設計解析や性能評価研究においては，本分冊に整理した情報をもとに地質環境に関するパラメータ

が設定されている。設定に際しては，統計処理のほか，モデル計算やエンジニアリングジャッジなどを取り入れて，現実的な値や平均的な値の設定を試みているが，パラメータによっては，限られた情報や間接的な情報に依拠せざるを得ないものも少なくない。いずれにおいても，設定された値は参考値であり，絶対的な意味はない。重要なことは，設定した参考値よりも好ましい条件の地質環境が広く存在し得ること－換言すれば，そのように参考値を設定すること－である。今後は，対象となる地質環境が具体化されていくことに備え，より現実に即した解析評価に反映できるような地質環境情報の整備を進めていく必要がある。

第 IV 章には，地質環境を調査するために活用可能な技術・機器を整理した。ここに示した調査技術・機器が，あらゆるサイトにそのまま適用できるわけではなく，中には調査研究用に開発され実用性については改善の余地があるもの，特定の地質環境条件に適用するためには改良が必要なもの，なども含まれている。ただし，これらは，実際に東濃地域や釜石鉱山において，空中からの調査や地下坑道内での調査を含む一連の調査の中で適用し，地質環境の重要な特性に関するデータを取得してきたものである。このような調査試験を通じて，地質環境を調査するための基盤的な手法や要素技術は概ね整備されたと考える。今後は，深地層の研究施設などを活用して体系的な調査解析手法としての実用化を図るとともに，対象とすべき地質環境の条件に応じて重点的な技術開発を進めていくことが必要となる。

第Ⅴ章には，地質環境に関するナチュラルアナログ研究の事例を整理した。ここでは，ナチュラルアナログ研究を広くとらえて，ウラン鉱床における天然の放射性核種の長期挙動に関する情報のほか，サイトでの調査にも応用可能な手法としてマトリクス拡散に関する研究事例などを紹介した。ウラン鉱床をはじめ，多数の金属・非金属鉱床が長期にわたって地質環境中に保存されてきた事実は，モデルとデータを用いて将来の変化をシミュレーションする性能評価の手法とは別の視点から，地層処分の有効性を示すものである。ただし，過去に形成された全ての鉱床が保存されてきたという保証はない。むしろ，保存されてきたものだけが現在も残っていると考えるべきである。重要なことは，保存されているという単なる事実ではなく，保存されてきた必然性，あるいはそのメカニズムである。東濃ウラン鉱床の例では，地下水が還元的で物質を溶解する能力が低いことや，地質環境中での地下水や物質の移動速度が非常に遅いことが，ウラン鉱床を保存してきた環境条件と考えられ，実際に，断層が鉱体を切る部分でもウランが移動した形跡は認められていない。

なお，このウラン鉱床は，還元的で物質の動きが遅いという深部地質環境の条件が維持される限り，将来的にも保存されていくと考えられる。現に，地球上には 20 億年以上にわたって保存されてきたウラン鉱床がいくつも存在している。ただし，東濃ウラン鉱床が今後何億年にわたって保存されていくとは考え難い。何故なら，現在，

地下百数 10m に存在するウラン鉱床はやがては侵食作用によって削り取られてしまい，あるいは，それ以前に地下深部としての還元的な環境が失われてウランが溶脱してしまうからである（侵食速度を 0.1mm/年～1.0mm/年とすれば，鉱床部分に侵食が及ぶまでの期間は十数万年～百数十万年である）。将来にわたってウラン鉱床を保存するような深部地質環境の条件が維持されるかどうかは，まず，想定される侵食量を考慮しても十分に地下深部として存続し得るかどうかに依存する。その他，マグマの貫入などによっても深部地質環境の条件は破綻し，断層活動が起こった場合には，少なくとも一時的に，深部地質環境の条件が擾乱を受ける可能性がある。換言すれば，侵食による被覆層の削剥，マグマによる破壊・放出，断層活動による大規模な破断・破砕などの劇的な変動を被らない限り，深部地質環境の条件は維持され，ウラン鉱床は保存されていくと考えられる。

第2次取りまとめまでの地層処分研究開発の枠組みの中で，地質環境条件の調査研究には，「わが国の地質環境を幅広くとらえる」という制約があった。これは，地域や岩種を特定していく行為に入る前に，まず，わが国において地層処分が技術的に実現可能であることを示すのが先決との考えからである。このようなジェネリックな研究開発において重要なことは，個々の地質環境情報やそれが取得された地点を吟味することではなく，得られた地質環境情報の分布や相関に基づいて，わが国の地質環境に共通する性質や傾向，メカニズムなどを，おおまかに（ただし，的確に）理解することである。現状における理解の程度は，本分冊に取りまとめたとおりであるが，これにより，地層処分システムを構築する場所や深度を適切に選定することによって，長期にわたって安定で，かつ，人工バリアの設置環境および天然バリアの機能にとっても適切な地質環境を確保し得る見通しが示されたと考える。地質環境の適性を判断する具体的な尺度については，今後定めらていく安全評価の期間や線量基準に基づいて，また，具体的なサイトの地質環境条件およびこれに適合した人工バリアの仕様との関係を踏まえて，検討していく必要がある。

今後の研究開発の具体的な課題は，第2次取りまとめに対する国の評価の中で検討されるべきものである。専門部会報告書は，第2次取りまとめ以降の研究開発の方向として，地質環境条件の調査研究については，体系的な調査手法の整備，地下深部の科学的理解の増進，具体的な地域における天然現象の評価などを挙げている。これらの内，体系的な調査手法の整備と地下深部の科学的理解の増進については，主に深地層の研究施設（岐阜県瑞浪市で進めている結晶質岩を対象とした超深地層研究所および北海道幌延町に計画している堆積岩を対象とした深地層研究所）における主要な研究課題として取り組んでいく予定である。一方，具体的な地域における天然現象の評価に関しては，これまで日本列島全域を視野に入れて進めて来た事例研究の手法を活用しつつ，地域の特徴を踏まえた重点的な研究へと移行し，具体的なサイトの評価に反映できるような手法および情報の整備に努めていきたい。