

博 士 論 文

熱水変質岩の点載荷強さ試験に  
基づく一軸圧縮強さの推定

2 0 1 2 年 3 月

河野勝宣





# Estimate of Uniaxial Compressive Strength of Hydrothermally Altered Rocks Based on Point Load Strength Test Results

Masanori KOHNO

## Abstract

The strength of fresh rocks and altered rocks, including hydrothermally altered or weathered rocks, is generally evaluated based on uniaxial compressive strength (UCS). However, rock core pieces for UCS tests cannot always be obtained from outcrops of faulted, jointed or cracked rock masses. In these cases, the point load strength (PLS) test is a convenient and effective alternative to the UCS test, because it can be done promptly using on-site testing equipment with various shaped small rock specimens taken from outcrops or floats. Provided that we can calculate a UCS estimate from a PLS value, the PLS test can lead more convenient and cheaper.

Many researchers have already studied the relationship between the PLS and UCS. However, they could not be said that these studies have clarified the relationship between the PLS and UCS of soft rocks. Recently, the relationship between the PLS and UCS of soft rocks have been estimated by some researchers. However, there were very few reports about the relationships of soft rocks.

First, this paper established drying, saturating, and axial PLS test methods of smectite-bearing rocks based on analyses of the axial PLS tests in a forced-dry state at temperatures of  $105\pm 3^\circ\text{C}$ ,  $80\pm 3^\circ\text{C}$ ,  $60\pm 3^\circ\text{C}$ , and  $40\pm 3^\circ\text{C}$ , respectively and a forced-wet state. The rocks were divided into three groups based on their smectite content. It is to be desired that the axial PLSs of smectite-bearing rocks were measured the specimens in the forced-dry state, dried in an electric oven at a temperature below  $60\pm 3^\circ\text{C}$  for 4 days or more to achieve a constant mass, and the specimens in the forced-wet state, saturated with water for 15 days or more to achieve constant mass. Secondary, using the new PLS test method that was established by this study, this paper clarified the relationship between the PLS and UCS of hydrothermally altered rocks, which are typical of the soft rocks found in northeastern Hokkaido, Japan, using axial and irregular lump PLS test specimens. In addition to that we have obtained the significant result through examining the relationship between PLS decrease ratio and hydrothermal alteration zone rocks. It could be expected that results provide a practical method that will be useful for evaluating modern landslide hazards and constructing landslide hazard maps of ancient and active hydrothermal fields.

Rock specimens are hydrothermally altered soft rocks, including the Upper Miocene volcanoclastic and clastic rocks. These came primarily from the earth's surface in ancient

hydrothermal fields. The modes of occurrence of these hydrothermally altered rocks were examined in the field, and the hydrothermal alteration minerals in the rocks were identified primarily by X-ray powder diffraction. The hydrothermal alteration zone can be divided into fifteen more specific zones based on mineral assemblages of hydrothermally altered rocks. The numbers of specimens tested were 1,755 and 2,821 rock specimens for the axial and irregular lump PLS tests, respectively, and 326 rock specimens for the UCS test. The rock specimens underwent PLS and UCS tests using a laboratory testing machine with specimens in the forced-dry, forced-wet, and natural-moist states.

The correlations between the PLS and the UCS were linear. The relationship between axial PLS ( $I_{s(a)}$ ), which was calculated by the formula of ISRM Commission (1985), and UCS ( $q_u$ ) was  $q_u = 11.2 I_{s(a)}$ , in the soft rocks with a UCS below 25 MPa. In contrast, the relationship between irregular lump PLS ( $I_{s(i)}$ ), which was calculated by the formula of Hiramatsu *et al.* (1965), and UCS ( $q_u$ ) was  $q_u = 5.5 I_{s(i)}$ , in the soft rocks with a UCS below 25 MPa. The relationship between irregular lump PLS and UCS applied to on-site tests of rocks with natural-moist state. The number of tested specimens satisfied accuracy requirements, based on the coefficient of variation. These PLSs were strongly correlated with the UCS. Therefore, the relationships between PLSs and UCS established in this study were highly precise. We could calculate the UCS from PLS tests in the soft rocks only when their UCSs were below 25 MPa.

The PLS decrease ratios were significant 60% or more even in the illite and swelling clay minerals-bearing zeolite zones, including analcite, heulandite, mordenite, and clinoptilolite zones, not to mention halloysite, interstratified illite/smectite mineral, interstratified chlorite/smectite mineral, and smectite zones which were characterized by the presence of diagnostic swelling clay minerals. These suggested possibility that surface water and ground water trigger rock strength reduction in these hydrothermal alteration zones, resulting in a landslide or collapse. It may be suspected that the PLS decrease ratio:  $Dr = 60\%$  becomes reference standard in the possibility of landslides. In the future, the results suggested that landslide potential within a hydrothermal area can therefore be assessed based on hydrothermal alteration type and PLS decrease ratio. Therefore, based on the results of this study, the PLS of hydrothermally altered rocks from hydrothermal alteration zone landslide areas can be useful when evaluating modern landslide hazards and constructing landslide hazard maps of ancient and active hydrothermal fields.

Finally, this study attempted landslide hazard assessment for hydrothermal alteration zone landslide of the Oheki-sawa-Shikerebenbetsugawa landslide area in Teshikaga Town, eastern Hokkaido, Japan. The landslide hazard was evaluated based on AHP (Analytic Hierarchy Process). A landslide hazard map was created based on the landslide hazard rank of I–V as follows. Rank I: stable hard rock slope, Rank II: stable soft rock slope, Rank III: unstable soft rock slope, Rank IV: potential landslide area, and Rank V: ancient landslide area.

---

**Key words :** *Point load strength, Uniaxial compressive strength, Hydrothermally altered rock, Soft rock, On-site test, Hydrothermal alteration zone landslide, Slope evaluation, Landslide hazard map*

## 和文要旨

岩石の強さは、一般に、一軸圧縮試験などの室内試験によって評価される。しかし、岩体には断層や節理やクラックなどがあるため、露頭から一軸圧縮試験片を作製できる大きさの試料を得られないこともある。また、スメクタイトなどの膨潤性粘土鉱物を含む岩石では、成形中に試料が破壊し、供試体を作製できないこともある。このようなときでも、点載荷強さ試験は、一軸圧縮試験に比べて小さな試料で、不定形で、フィールドでもおこなえ、岩石の強さを迅速に評価できるので、非常に有効な試験方法である。それゆえ、点載荷強さから一軸圧縮強さを算出できれば、非常に便利であるとともに、コスト縮減にもなる。

本論文では、まず、点載荷強さ試験における膨潤性粘土鉱物のスメクタイトを含む、主に軟岩の乾燥方法、飽和方法および供試体個数を明らかにし、新たに円柱(縦)点載荷強さ試験方法を確立した。次に、この試験方法に基づいて、これまでほとんどなされなかった新第三系上部中新統火砕岩や碎屑岩の熱水変質岩(主に軟岩)の力学特性を明らかにするとともに、熱水変質岩の点載荷強さ減少率から、熱水変質帯における地すべり危険度評価を熱水変質タイプに基づいておこなえる可能性について検討した。

点載荷強さ試験および一軸圧縮試験結果から、ISRM Commission (1985)によって算出した円柱(縦)点載荷強さ  $I_{s(a)}$  と一軸圧縮強さ  $q_u$  との関係が  $q_u = 11.2 I_{s(a)}$  (相関係数:  $R = 0.86$ )、平松ほか(1965)によって算出した不定形点載荷強さ  $I_{s(i)}$  と一軸圧縮強さ  $q_u$  との関係が  $q_u = 5.5 I_{s(i)}$  (相関係数:  $R = 0.94$ ) であることを明らかにした。また、自然含水状態における不定形点載荷強さ  $I_{s(i)-nat}$  と試料の含水比により推定された一軸圧縮強さ  $q_{u-nat}$  との関係が  $q_{u-nat} = 5.5 I_{s(i)-nat}$  (相関係数:  $R = 0.79$ ) であることも明らかにした。強制乾燥状態、強制湿潤状態および自然含水状態のいずれの含水状態においても、一軸圧縮強さが 25 MPa 未満の軟岩領域であれば、本論文によって得られた関係式を用いて、不定形点載荷強さから一軸圧縮強さを算出できることが示された。これらの関係式は、軟岩の岩石力学の発展に寄与するとともに、実務に役立つ画期的な研究成果である。最後に、熱水変質帯地すべり地域において、点載荷強さ試験に基づく熱水変質岩の力学特性を考慮したランドスライドハザードマップを作成し、ランドスライドハザードアセスメントを試みた。

斜面におけるランドスライド危険度は、対象地域の地形、斜面地質(岩質)、地質構造および熱水変質帯の素因分析項目から AHP 法による評点累計によって評価し、I~V のハザードランクに分類した。ランク I は安定硬岩盤斜面、ランク II は安定軟岩盤斜面、ランク III は不安定軟岩盤斜面、ランク IV は新規の地すべり発生が懸念される不安定な区域およびランク V は再活動型地すべりが懸念される最も不安定な古期地すべり地である。これらのハザードランクに基づいて、ランドスライドハザードマップを作成した。

---

キーワード：点載荷強さ、一軸圧縮強さ、熱水変質岩、軟岩、オンサイト試験、熱水変質帯地すべり、斜面評価、ランドスライドハザードマップ

# 目 次

第 1 章 緒 言 .....	1
1. 1 研究の背景 .....	1
1. 1. 1 従来の点載荷強さ試験方法の問題点 .....	2
1. 1. 2 点載荷強さ試験に基づく一軸圧縮強さの推定に関する 研究事例 .....	3
1. 2 研究の目的と意義 .....	5
1. 3 本論文の構成 .....	6
第 2 章 研究対象地域の地質および熱水変質 .....	8
2. 1 遠軽町生田原地域 .....	8
2. 2 北見市留辺蘂町旭西地域 .....	11
2. 3 弟子屈町奥春別地域 .....	12
第 3 章 研究方法 .....	16
3. 1 粉末 X 線回折試験 .....	17
3. 2 物理試験 .....	18
3. 3 点載荷強さ試験 .....	19
3. 3. 1 点載荷強さ試験機 .....	20
3. 3. 2 供試体 .....	20
3. 3. 3 円柱(縦)点載荷強さの算出方法 .....	22
3. 3. 4 不定形点載荷強さの算出方法 .....	23
3. 4 一軸圧縮試験 .....	24
第 4 章 スメクタイトを含む岩石の点載荷強さ試験方法 .....	26
4. 1 岩石試料 .....	26
4. 2 研究方法 .....	29

4.2.1	乾燥質量の測定	29
4.2.2	湿潤質量の測定	30
4.2.3	円柱(縦)点載荷強さ試験	30
4.3	結果および考察	31
4.3.1	乾燥質量の変化	31
4.3.2	湿潤質量の変化	33
4.3.3	円柱(縦)点載荷強さ	34
4.3.4	円柱(縦)点載荷強さの測定結果のばらつき	36
4.3.5	円柱(縦)点載荷強さの統計的性質と供試体個数	39
4.4	まとめ	41
第5章 点載荷強さ試験に基づく熱水変質岩の力学特性		43
5.1	岩石試料	43
5.2	研究方法	55
5.3	結果および考察	56
5.3.1	熱水変質岩の点載荷強さ	56
5.3.2	円柱(縦)点載荷強さと不定形点載荷強さとの関係	61
5.3.3	円柱(縦)点載荷強さと物理特性との関係	61
5.3.4	熱水変質岩と点載荷強さ減少率との関係	62
5.3.5	点載荷強さ試験の妥当性の検証	65
5.4	まとめ	66
第6章 熱水変質岩の点載荷強さ試験に基づく一軸圧縮強さの推定		68
6.1	研究方法	68
6.2	結果および考察	68
6.2.1	熱水変質岩の一軸圧縮強さ	68
6.2.2	円柱(縦)点載荷強さと一軸圧縮強さとの関係	74
6.2.3	不定形点載荷強さと一軸圧縮強さとの関係	76
6.2.4	オンサイトの自然含水状態における不定形点載荷強さ 試験に基づく一軸圧縮強さの推定	78
6.3	まとめ	82

第7章	ランドスライドハザードアセスメント	85
7.1	はじめに	85
7.2	地すべり地形, 地質および熱水変質	88
7.2.1	地すべり地形	88
7.2.2	地質	91
7.2.3	熱水変質	92
7.3	ランドスライドハザードマッピング	95
7.3.1	素因項目(階層レベル2)間の一対比較	98
7.3.2	素因項目(地形)に関する各要因(階層レベル3)間の一対比較	98
7.3.3	素因項目(斜面地質)に関する各要因(階層レベル3)間の一対比較	101
7.3.4	素因項目(地質構造)に関する各要因(階層レベル3)間の一対比較	103
7.3.5	素因項目(熱水変質帯)に関する各要因(階層レベル3)間の一対比較	104
7.3.6	ランドスライドハザードマッピング	106
7.4	ランドスライドハザードアセスメント	109
7.5	まとめ	111
第8章	結言	114
	謝辞	119
	引用文献	121
	研究業績一覧	



# 図表一覧

図-1. 1	硬岩および軟岩における点載荷強さと一軸圧縮強さとの関係の 代表例 .....	4
図-2. 1	研究対象地域の位置図 .....	8
図-2. 2	遠軽町生田原地域の位置図 .....	9
図-2. 3	遠軽町生田原地域の地質図 .....	10
図-2. 4	北見市留辺蘂町旭西地域の位置図 .....	11
図-2. 5	北見市留辺蘂町旭西地域の地質図 .....	12
図-2. 6	弟子屈町奥春別地域の位置図 .....	13
図-2. 7	弟子屈町奥春別地域の地質図 .....	14
図-3. 1	供試体の作製方法 .....	16
図-3. 2	粉末 X 線回折装置 .....	18
図-3. 3	点載荷強さ試験機 .....	20
図-3. 4	点載荷強さ試験の供試体形状 .....	21
図-3. 5	点載荷強さ試験における供試体形状および載荷方式 .....	21
図-3. 6	一軸圧縮試験における供試体形状および一軸圧縮試験機 .....	24
図-4. 1	凝灰岩類の不定方位（一部定方位）XRD パターン .....	27
図-4. 2	北海道遠軽町生田原南地すべり地域におけるスメクタイトを 含む細粒凝灰岩の不定方位（一部定方位）XRD パターン .....	28
図-4. 3	供試体の乾燥質量および湿潤質量の変化 .....	32
図-4. 4	様々な熱水変質岩供試体の湿潤質量の変化 .....	33
図-4. 5	強制乾燥状態および強制湿潤状態における円柱（縦）点載荷強さ	35
図-4. 6	強制乾燥状態および強制湿潤状態における円柱（縦）点載荷強さ の変動係数 .....	38
図-4. 7	強制乾燥状態および強制湿潤状態における円柱（縦）点載荷強さ のヒストグラムと確率密度関数 .....	39

図-4. 8	スメクタイトを含む様々な熱水変質岩の円柱(縦)点載荷強さ 試験における供試体個数と変動係数との関係 .....	40
図-5. 1	生田原地域における試料採集箇所 .....	44
図-5. 2	旭西地域における試料採集箇所 .....	45
図-5. 3	奥春別地域における試料採集箇所 .....	46
図-5. 4	熱水変質岩の不定方位(一部定方位) XRD パターン .....	47
図-5. 5	熱水変質岩の不定方位(一部定方位) XRD パターン .....	48
図-5. 6	熱水変質岩の不定方位(一部定方位) XRD パターン .....	49
図-5. 7	熱水変質岩の不定方位 XRD パターン .....	50
図-5. 8	熱水変質岩の不定方位 XRD パターン .....	51
図-5. 9	熱水変質帯の分類 .....	52
図-5.10	熱水変質岩の各物理特性間との関係 .....	55
図-5.11	強制乾燥状態および強制湿潤状態における熱水変質岩の 円柱(縦)および不定形点載荷強さ .....	59
図-5.12	円柱(縦)および不定形点載荷強さ試験後における供試体の 破壊形態の代表例 .....	60
図-5.13	熱水変質岩の円柱(縦)点載荷強さと不定形点載荷強さとの関係	61
図-5.14	熱水変質岩の円柱(縦)点載荷強さと物理特性との関係 .....	62
図-5.15	熱水変質帯における熱水変質岩と点載荷強さ減少率との関係	63
図-5.16	円柱(縦)および不定形点載荷強さ試験における供試体個数と 変動係数との関係 .....	65
図-6. 1	強制乾燥状態および強制湿潤状態における熱水変質岩の 一軸圧縮強さ .....	71
図-6. 2	一軸圧縮試験後における供試体の破壊形態の代表例 .....	71
図-6. 3	一軸圧縮試験におけるひずみ測定用の供試体 .....	72
図-6. 4	一軸圧縮試験における応力-ひずみ線図 .....	73
図-6. 5	接線弾性係数および割線弾性係数の算出方法 .....	74
図-6. 6	強制乾燥状態および強制湿潤状態における熱水変質岩の 円柱(縦)点載荷強さと一軸圧縮強さとの関係 .....	75

図-6. 7	強制乾燥状態および強制湿潤状態における熱水変質岩の 不定形点载荷強さと一軸圧縮強さとの関係 .....	77
図-6. 8	自然含水状態における不定形点载荷強さと強制乾燥状態 および強制湿潤状態における一軸圧縮強さとの関係 .....	79
図-6. 9	試料の含水比により推定された一軸圧縮強さ .....	80
図-6.10	自然含水状態における不定形点载荷強さと試料の含水比により 推定された自然含水状態における一軸圧縮強さとの関係 .....	81
図-6.11	熱水変質岩の点载荷強さと一軸圧縮強さとの関係 .....	83
図-7. 1	黄壁沢およびシケレベンベツ川地すべりの位置図および 地すべり地形図 .....	86
図-7. 2	弟子屈町における近年 30 年間（1981～2010 年）の年降水量	87
図-7. 3	黄壁沢－シケレベンベツ川地すべり地域の地質図 .....	89
図-7. 4	熱水変質帯の鉱物組合せ .....	93
図-7. 5	黄壁沢－シケレベンベツ川地すべり地域の地表熱水変質帯 分布図 .....	94
図-7. 6	ランドスライド危険度評価のための AHP 法による階層構造 ...	96
図-7. 7	素因項目（地形，斜面地質，地質構造および熱水変質帯）間 の対比較 .....	98
図-7. 8	時系列的に分類した地すべり地形の典型 .....	99
図-7. 9	素因項目（地形）に関する各要因間の対比較 .....	101
図-7.10	素因項目（斜面地質）に関する各要因間の対比較 .....	102
図-7.11	素因項目（地質構造）に関する各要因間の対比較 .....	104
図-7.12	黄壁沢－シケレベンベツ川地すべり地域における熱水変質岩の 点载荷強さ減少率 .....	105
図-7.13	素因項目（熱水変質帯）に関する各要因間の対比較 .....	106
図-7.14	東部北海道弟子屈町黄壁沢－シケレベンベツ川地すべり地域の ランドスライドハザードマップ .....	109

表-1. 1	点載荷強さと一軸圧縮強さとの相関関係式の代表例	3
表-4. 1	凝灰岩類の物性値	29
表-4. 2	乾燥質量および湿潤質量測定 of 供試体個数	30
表-4. 3	円柱(縦)点載荷強さ試験の供試体個数	31
表-4. 4	円柱(縦)点載荷強さ試験結果	34
表-5. 1	熱水変質岩の試料採集箇所, 岩種, 半定量的鉱物組成および 熱水変質帯区分	53
表-5. 2	熱水変質岩の乾燥密度, 飽和密度, 吸水率および有効間隙率	54
表-5. 3	円柱(縦)点載荷強さ試験の供試体個数とその試験結果	57
表-5. 4	不定形点載荷強さ試験の供試体個数とその試験結果	58
表-6. 1	一軸圧縮試験の供試体個数とその試験結果	69
表-6. 2	自然含水状態における不定形点載荷強さ試験の供試体個数と その試験結果	70
表-7. 1	黄壁沢地すべりおよびシケレベンベツ川地すべりの特徴	90
表-7. 2	空中写真の一覧	91
表-7. 3	AHP 法における一対比較の重要性の基準尺度とその定義	97
表-7. 4	ランドスライドハザードアセスメントシステム	107
表-7. 5	ランドスライド危険度得点に基づく斜面評価	108

# 第 1 章 緒 言

## 1. 1 研究の背景

岩石の力学的分類には様々な定義があるが、例えば、ダム基礎岩盤については、一軸圧縮強さが 20 MPa 以下を軟質岩、20~80 MPa の範囲にあるものを中硬質岩、80 MPa 以上を硬質岩と分類される<sup>1),2)</sup>。また、International Organization for Standardization (ISO) (2003)<sup>3)</sup>および The Japanese Geotechnical Society (JGS) (2004)<sup>4)</sup>では、一軸圧縮強さが 25 MPa を軟岩と硬岩の境界としている。本論文では、ISO (2003)<sup>3)</sup>および JGS (2004)<sup>4)</sup>の定義にしたがって、25 MPa 未満を軟岩、25 MPa 以上を硬岩とした。一方、地質学の分野では、硬岩は主に火成岩、変成岩および先新生代の堆積岩であるのに対して、軟岩は主に新生代の堆積岩と、硬岩が熱水変質作用や風化作用を受けて熱水変質岩や風化岩、風化・熱水変質岩（熱水変質作用と風化作用を重複して受けた岩石）となったものである<sup>5)</sup>。

軟岩地盤は、硬岩地盤に比べて力学的にも物理的および化学的にも相対的に弱いため、工学的な様々な問題を生じ<sup>6)</sup>、地すべりなどの災害の場になることも少なくない。そのため、岩石の強さは、トンネルやフィルダム基礎などの設計・施工をおこなう際の安定評価、建設工事の安全確保、さらに、熱水変質岩地すべり<sup>5)</sup>や風化岩地すべりメカニズムの解明上、最も基礎的なデータの一つとして、極めて重要である<sup>7)-9)</sup>。

新鮮な岩石（変質作用を受けていない岩石のことで、以下、「新鮮岩」と記す。）や熱水変質岩、風化岩などの変質岩の強さを評価するうえで、よく用いられる方法の一つに一軸圧縮試験が挙げられる。石黒ほか (2002)<sup>10)</sup>は、一軸圧縮強さが 10~300 MPa の軟岩から硬岩に及ぶ濃飛流紋岩類分布域のダム建設予定地において、熱水変質に着目した岩盤分類を主に熱水変質分帯と強さ特性に基づいて試みている。しかし、一軸圧縮強さが 25 MPa 未満の軟岩に分類される熱水変質岩の力学特性に関する研究はほとんどなされていない。また、フィールドにおける岩体には断層や節理やクラックなどがあるため、露頭から一軸圧縮試験片を作製できる大きさの岩石試料を得られないことや、スメクタイトや混合層

粘土鉱物などの膨潤性粘土鉱物を含む岩石では、成形中に岩石試料が破壊し、供試体を作製できないこともある。さらに、一軸圧縮試験は、供試体の成形の良し悪しや載荷方式が大きく影響する試験であるため、必要な量の供試体を準備できたとしても、岩石試料本来の正確な一軸圧縮強さが得られない可能性がある。このようなときでも、点載荷強さ試験は、一軸圧縮試験に比べて小さな岩石試料で、不定形供試体で、フィールドでもおこなえ、岩石の強さを簡便かつ迅速に評価できるので、特に膨潤性粘土鉱物を含む岩石においても非常に有効な試験方法である<sup>7)-9)</sup>。それゆえ、点載荷強さから一軸圧縮強さを算出できれば、非常に便利であるとともに、コスト縮減にもなる<sup>7)-9),11)-13)</sup>。次に、従来の点載荷強さ試験方法の問題点と点載荷強さ試験に基づく一軸圧縮強さの推定に関する研究事例について簡潔に記述する。

### 1. 1. 1 従来の点載荷強さ試験方法の問題点

岩石の点載荷強さ試験方法は、International Society for Rock Mechanics (ISRM) Commission (1985)<sup>14)</sup>や American Society for Testing and Materials (ASTM) Standards (2001)<sup>15)</sup>をはじめとする多くの指針<sup>6),16),17)</sup>などで基準・規格化されている。点載荷強さ試験は、一般に、自然含水状態でおこなうことが望ましいが、点載荷強さに関わる研究の場合には、乾燥状態および飽和状態の含水状態でおこなう方が再現性もあり、有効な場合もある<sup>7)</sup>。ISRM 指針 (岩の力学連合会, 1982)<sup>18)</sup>では、岩石試料の乾燥方法について、岩石試料を  $105\pm 3^{\circ}\text{C}$  で 24 時間以上炉乾燥としている。しかし、熱水変質作用や風化作用を受けた岩石 (主に軟岩) のうち、変質鉱物としてスメクタイトや混合層粘土鉱物などの膨潤性粘土鉱物を含む岩石をこの乾燥温度で乾燥すると、膨潤性粘土鉱物の結晶水が脱水するため、その結晶水が脱水しない状態における岩石本来の正確な点載荷強さが得られない可能性がある<sup>7)</sup>。土木工学分野では、その研究過程の中で、例えば、一軸圧縮試験などによって岩石の強さを評価する際、岩石中に膨潤性粘土鉱物を含んでいる可能性があるにも関わらず、供試体を前述の  $105\pm 3^{\circ}\text{C}$  で乾燥し、試験をおこなっている場合も少なくない。膨潤性粘土鉱物の結晶水が岩石の強さを決定しているわけではないが、試験結果が膨潤性粘土鉱物の結晶水を考慮した岩石本来の強さを得ているかは明らかではない。一方、岩石試料の飽

和方法については、岩石試料を真空中で少なくとも 1 時間浸水<sup>18)</sup>としているが、これは装置の違いによって、岩石試料が必ずしも飽和状態にならないことや、数多くの岩石試料を一度に飽和状態にできないことなどの難点がある。さらに、軟岩を真空中で浸水すると、極めて軟質な岩石では、劣化の原因になる可能性がある。前述の指針<sup>6),14)-17)</sup>などでは、膨潤性粘土鉱物を含む岩石に対する特別な乾燥方法および飽和方法についての規定はない。それゆえ、膨潤性粘土鉱物を含む岩石の乾燥方法および飽和方法が点載荷強さの測定結果に与える影響を明らかにし、膨潤性粘土鉱物を含む岩石の乾燥方法および飽和方法を新たに決定する必要がある。

### 1. 1. 2 点載荷強さ試験に基づく一軸圧縮強さの推定に関する研究事例

点載荷強さ試験に基づく一軸圧縮強さの推定に関する研究事例は、1960 年代～近年までに数多く報告されている (Table 1.1)<sup>14),19)-31)</sup>。その代表例として、点載荷強さ  $I_s$  と一軸圧縮強さ  $q_u$  との関係式は、 $q_u = 15.3 I_s + 16.3$ <sup>19)</sup>,  $q_u = 23.7 I_s$ <sup>20)</sup>,  $q_u = 23 I_s$ <sup>21),22)</sup>,  $q_u = 12.5 I_s$ <sup>23),24)</sup>,  $q_u = 29 I_s$ <sup>25)</sup>,  $q_u = 20 \sim 25 I_s$ <sup>14),26)</sup>,  $q_u = 23.62 I_s - 2.69$ <sup>28)</sup>,  $q_u = 8.41 I_s + 9.51$ <sup>28)</sup>などが挙げられる (Fig. 1.1A および Table 1.1)。このほかの関係式については、Kahraman (2005)<sup>32)</sup>で取り上げられ

Table 1.1 Typical examples of equations correlating uniaxial compressive strength ( $q_u$ ) to the point load strength ( $I_s$ ).

点載荷強さと一軸圧縮強さとの相関関係式の代表例

No.	Authors	References	Equations	Maximum value of $q_u$ axis, MPa
1	D' Andrea, D. V. <i>et al.</i> (1964)	19)	$q_u = 15.3 I_s + 16.3$	350
2	Broch, E. and Franklin, J. A. (1972)	20)	$q_u = 23.7 I_s$	250
3	Bieniawski, Z. T. (1974: 1975)	21),22)	$q_u = 23 I_s$	350
4	Brook, N. (1977: 1980)	23),24)	$q_u = 12.5 I_s$	300
5	Hassani, F. P. <i>et al.</i> (1980)	25)	$q_u = 29 I_s$	200
6	ISRM Commission (1985); Brook, N. (1985)	14),26)	$q_u = 20 \sim 25 I_s$	250
7	Hikita, S. and Kikuchi, M. (1988)	27)	$q_u = 12.3 \sim 15.0 I_s$	200
8	Kahraman, S. (2001)	28)	$q_u = 23.62 I_s - 2.69$	150
9	Kahraman, S. (2001)	28)	$q_u = 8.41 I_s + 9.51$	150
10	Tsiambaos, G. and Sabatakakis, N. (2004)	29)	$q_u = 13 I_s$	50
11	Basu, A. and Aydin, A. (2006)	30)	$q_u = 18 I_s$	200
12	Agustawijaya, D. S. (2007)	31)	$q_u = 13.4 I_s$	12

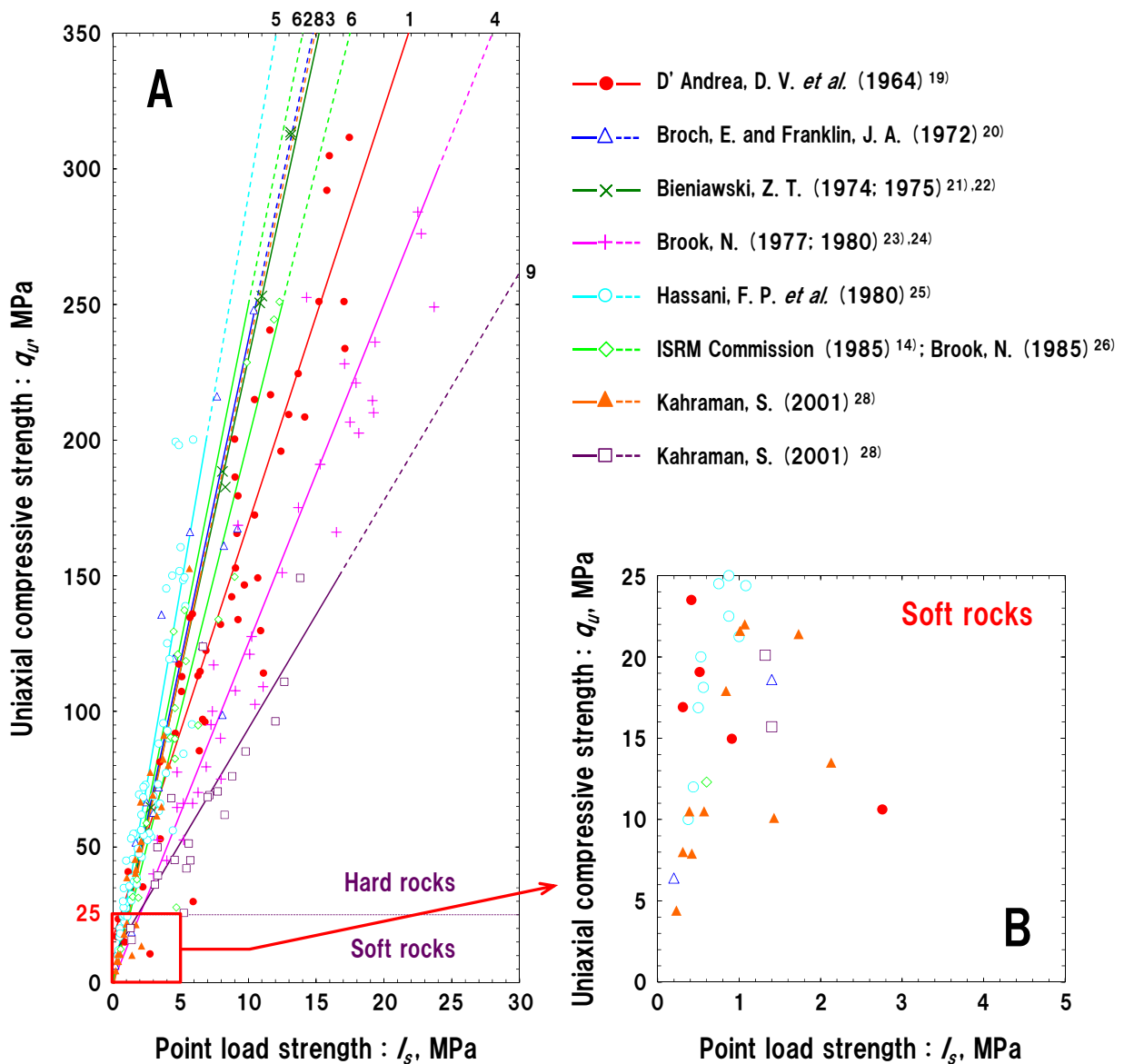


Fig. 1.1 Typical examples of relationships between point load strength and uniaxial compressive strength in hard and soft rocks. Numbers correspond to Nos. in Table 1.1.

硬岩および軟岩における点載荷強さと一軸圧縮強さとの関係の代表例

ている. Fig. 1.1A におけるいずれの事例も  $q_u$ - $I_s$  グラフで示される一軸圧縮強さの最大値が 150~350 MPa であり, また, 一軸圧縮強さが 25 MPa 未満の軟岩におけるデータは, 一軸圧縮強さが 25 MPa 以上の硬岩におけるデータに比べて



非常に少ない (Fig. 1.1B). それゆえ, これらの関係式は, 軟岩における点載荷強さと一軸圧縮強さとの関係を明らかにしているとは言えない. 軟岩を考慮に入れた点載荷強さと一軸圧縮強さとの関係は, 疋田・菊池 (1988)<sup>27)</sup>, Tsiambaos and Sabatakakis (2004)<sup>29)</sup>, Basu and Aydin (2006)<sup>30)</sup>, Agustawijaya (2007)<sup>31)</sup>などによって報告されているが, 硬岩における関係に比べて非常に少ない. また, Table 1.1 における関係式では, 供試体の形状や寸法, 点載荷強さの計算方法などが統一されていない. 各機関で用いられる点載荷強さから一軸圧縮強さへの換算係数は, 岩種や岩石の変質の度合いの影響を大きく受けるため, 実用的には, 同種の岩石供試体に対して一軸圧縮試験をおこなって決定することが望ましいとされる<sup>16)</sup>. それゆえ, 点載荷強さを岩石の一軸圧縮強さと直接的に関係づけるには未だ不明確の要素が多い<sup>33)</sup>とされる. さらに, これらの点載荷強さと一軸圧縮強さとの関係<sup>14),19)-31)</sup>の多くは, ボーリングコア試料の使用を想定した成形供試体や非成形コア<sup>27)</sup>における点載荷強さ試験によるものであり, 不定形供試体における点載荷強さと一軸圧縮強さとの関係を明らかにした研究事例はない. それゆえ, これまでの研究事例は, オン・サイトにおいて, 岩石の強さを迅速に評価できるとは言えない<sup>9)</sup>.

## 1.2 研究の目的と意義

前述の背景から, 本論文では, まず, 軟岩中によく見られる膨潤性粘土鉱物を含む岩石の乾燥方法および飽和方法が点載荷強さの測定結果に与える影響を明らかにし, 点載荷強さ試験における膨潤性粘土鉱物を含む岩石の乾燥方法, 飽和方法および供試体個数と, 点載荷強さ試験方法を新たに確立することを目的として, スメクタイト含有量が異なる三種類の凝灰岩類 (熱水変質岩) を用いて, 強制乾燥状態 ( $105\pm 3^{\circ}\text{C}$ ,  $80\pm 3^{\circ}\text{C}$ ,  $60\pm 3^{\circ}\text{C}$  および  $40\pm 3^{\circ}\text{C}$  で強制乾燥した状態) および強制湿潤状態における点載荷強さ試験結果を比較検討した. 次に, 新たに確立された上記の試験方法に基づいて, これまでほとんどなされなかった新第三系上部中新統火砕岩および砕屑岩の熱水変質岩の力学特性を明らかにすることを目的として, 強制乾燥状態および強制湿潤状態における点載荷強さについて検討した結果をまとめた. これらの得られた結果と一軸圧縮試験結果

を合わせることにより，強制乾燥状態および強制湿潤状態における成形および不定形供試体での点載荷強さ試験に基づく一軸圧縮強さの推定をおこなった．さらに，実用性をより高めるため，オンサイトの自然含水状態における不定形供試体での点載荷強さと一軸圧縮強さとの関係についても検討した．本研究から得られた結果は，今後，岩盤分類<sup>4)</sup>におけるパラメータの一つである岩石の強さへの適用，土木構造物の設計・施工の際の岩石の強さ評価の迅速化，さらに，地すべり(狭義)または崩壊などのハザードマッピングをおこなう際にも岩石の強さの面からその精度の向上をはかるうえで，貴重な知見になると考えられる．そこで，最後に，東部北海道弟子屈町奥春別地域における黄壁沢ーシケレベンベツ川地すべり地域の熱水変質帯分布域において，点載荷強さ試験に基づく熱水変質岩の力学特性を考慮したランドスライドハザードマップを作成し，ランドスライドハザードアセスメントを試みた．

### 1.3 本論文の構成

本論文は，全8章から構成される．各章の内容について簡潔に記述する．

#### 第1章 緒言

本章では，研究の背景および本研究の目的と意義について述べた．研究の背景では，従来の点載荷強さ試験方法の問題点および点載荷強さ試験に基づく一軸圧縮強さの推定に関する研究事例について簡潔にまとめた．

#### 第2章 研究対象地域の地質および熱水変質

本章では，研究対象地域である北東部北海道オホーツク総合振興局紋別郡遠軽町生田原地域および北見市留辺蘂町旭西地域と，釧路総合振興局川上郡弟子屈町奥春別地域の地質および熱水変質について簡潔にまとめた．

#### 第3章 研究方法

本章では，粉末X線回折試験，各種物理試験，点載荷強さ試験および一軸圧縮試験の概要および試験方法について簡潔にまとめた．

#### 第4章 スメクタイトを含む岩石の点載荷強さ試験方法

本章では、スメクタイト含有量の異なる三種類の凝灰岩類を用いた、強制乾燥状態（ $105\pm 3^{\circ}\text{C}$ 、 $80\pm 3^{\circ}\text{C}$ 、 $60\pm 3^{\circ}\text{C}$  および  $40\pm 3^{\circ}\text{C}$  で強制乾燥した状態）および強制湿潤状態における円柱（縦）点載荷強さ試験結果に基づいて、スメクタイトを含む岩石の乾燥方法および飽和方法と、円柱（縦）点載荷強さ試験方法について検討した結果をまとめた。

#### 第5章 点載荷強さ試験に基づく熱水変質岩の力学特性

本章では、新たに確立されたスメクタイトを含む岩石の点載荷強さ試験方法に基づいて、これまでほとんどなされなかった新第三系上部中新統火砕岩および碎屑岩の熱水変質岩の力学特性を明らかにすることを目的として、強制乾燥状態および強制湿潤状態における点載荷強さについて検討した結果をまとめた。さらに、熱水変質帯における熱水変質岩と点載荷強さ減少率との関係についても考察した。

#### 第6章 熱水変質岩の点載荷強さ試験に基づく一軸圧縮強さの推定

本章では、強制乾燥状態および強制湿潤状態における成形および不定形供試体と、オンサイトでの自然含水状態における不定形供試体での点載荷強さ試験に基づく一軸圧縮強さの推定について検討した結果をまとめた。

#### 第7章 ランドスライドハザードアセスメント

本章では、東部北海道弟子屈町奥春別地域における黄壁沢－シケレベンベツ川地すべり地域の熱水変質帯分布域において、点載荷強さ試験に基づく熱水変質岩の力学特性を考慮したランドスライドハザードマップの作成およびその方法についてまとめ、熱水変質帯地すべり地域におけるランドスライドハザードアセスメントについて検討した結果をまとめた。

#### 第8章 結 言

本章では、本研究で得られたすべての成果についてまとめた。

## 第2章 研究対象地域の地質および熱水変質

研究対象地域 (Fig. 2.1) の北東部北海道オホーツク総合振興局紋別郡遠軽町生田原地域および北見市留辺蘂町旭西地域と、釧路総合振興局川上郡弟子屈町奥春別地域の地質および熱水変質について簡潔に記述する。

### 2.1 遠軽町生田原地域

生田原地域 (Fig. 2.2) の地質は、上部白亜系～古第三系暁新統湧別層群を基盤岩とし、主に新第三系上部中新統生田原層および矢矧層、新第三紀中新世後期の上生田原山流紋岩岩脈類、第四系更新統山麓緩斜面堆積物、河成段丘堆積

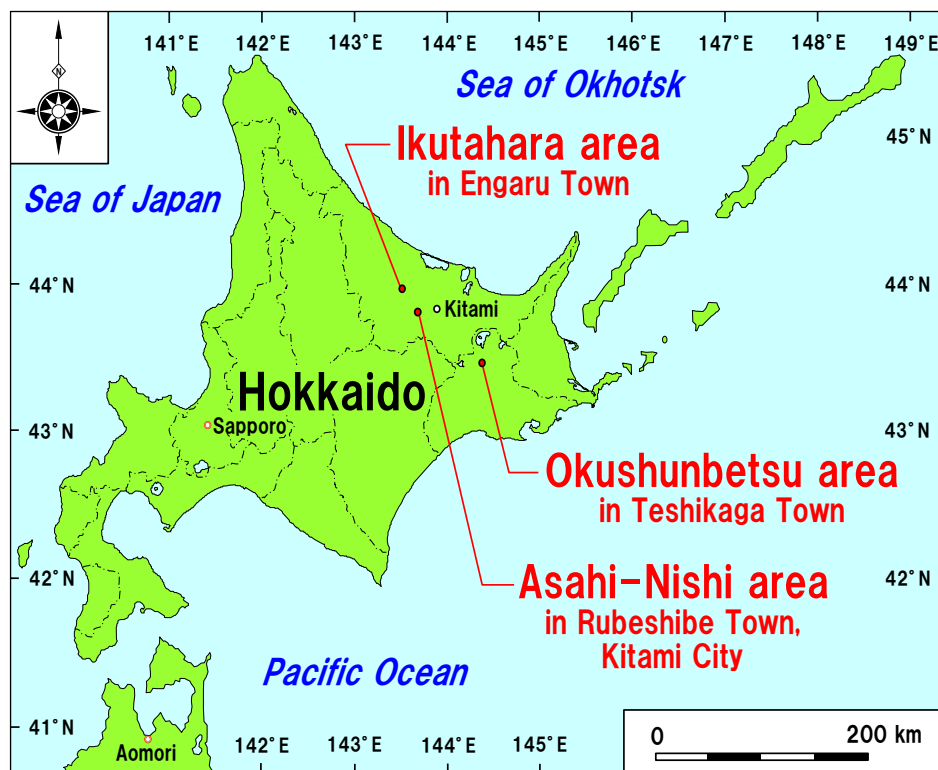


Fig. 2.1 Location of the study area, northeastern Hokkaido, Japan.

研究対象地域の位置図

物および古期地すべり堆積物と、第四系完新統扇状地堆積物、土石流堆積物および沖積堆積物からなる (Fig. 2.3)<sup>34),35)</sup>。生田原層は、本地域に広く分布し、主に凝灰質礫岩、砂岩および泥岩、凝灰岩、火山礫凝灰岩、凝灰角礫岩、流紋岩溶岩および安山岩溶岩からなる陸成層である。矢矧層は、生田原層を不整合におおい、主に凝灰質礫岩、砂岩および泥岩、凝灰岩、軽石凝灰岩、火山礫凝灰岩、凝灰角礫岩、流紋岩溶岩などからなる陸成層である。これらの岩類は、続成作用、熱水変質作用および風化作用を受けている。生田原層の地質構造は NNW-SSE 方向の褶曲軸を持つ背斜構造および向斜構造で特徴づけられるが、

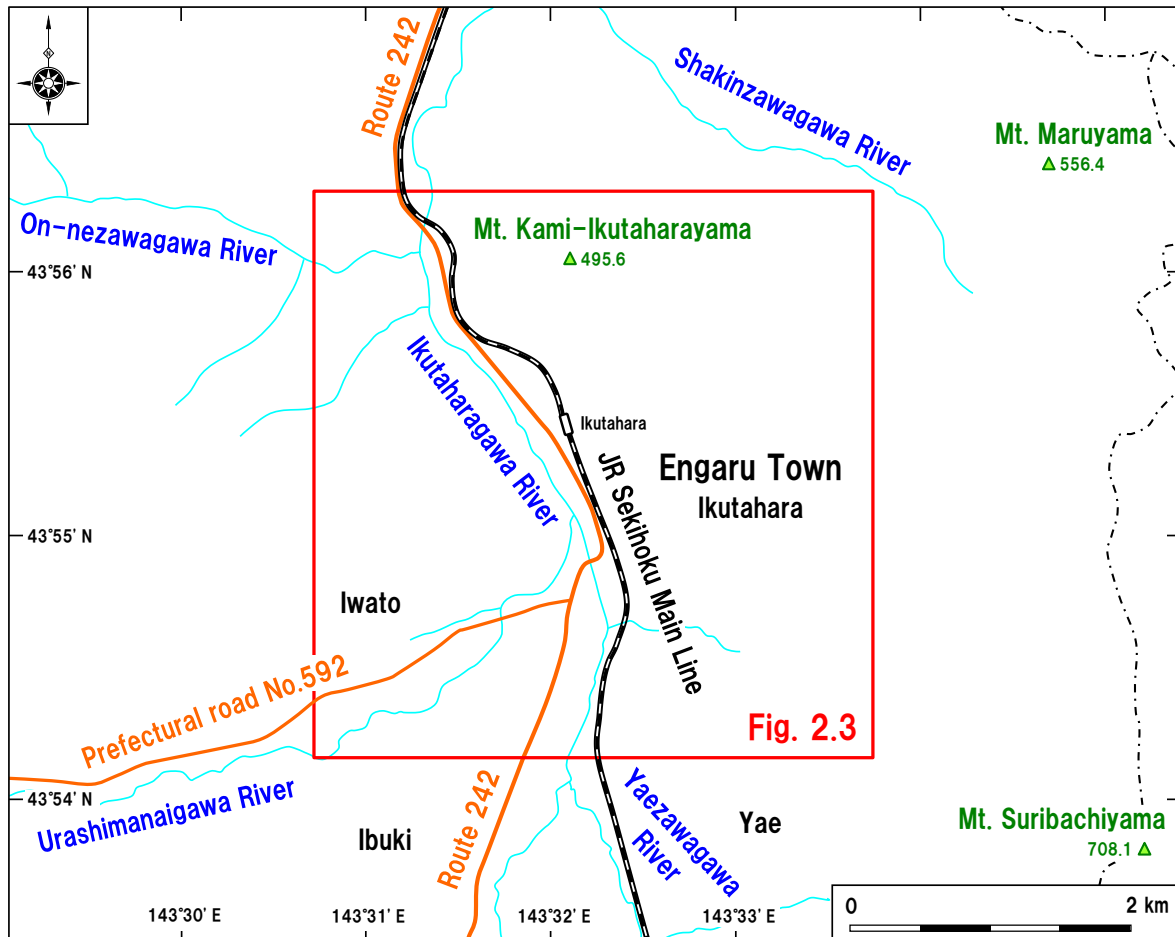


Fig. 2.2 Location of the Ikutahara area in Engaru Town, northeastern Hokkaido, Japan.

遠軽町生田原地域の位置図

矢矧層の構造は不明である (Fig. 2.3)<sup>34),35)</sup>.

本地域は、後期中新世から前期更新世にかけて、陸上火山-熱水活動が大規模に生じ<sup>35)-38)</sup>、後期中新世と前期鮮新世~前期更新世の大きく二回の北ノ王浅熱水性金銀鉱化作用に伴う熱水変質作用を重複して受けている。この熱水活動に関連して多くの金銀鉱床や水銀鉱床が形成された。一回目に当たる北ノ王化石熱水系前期ステージ熱水変質作用は、広域変質帯のスメクタイト-ゼオライト(沸石)帯と、これを切って発達する、晶洞質石英脈や石英-アデュラリア(氷長石)脈を胚胎する脈際中性帯のカリ長石帯、イライト帯およびイライト/スメクタイト混合層鉱物帯で特徴づけられる<sup>34)</sup>。一方、二回目に当たる北ノ王化石熱水系後期ステージ熱水変質作用は、北ノ王化石熱水系前期ステージ熱水変質帯を切って発達する、石英-アルナイト(明バン石)脈や石英-ディッカイト脈を胚胎する脈際酸性帯のディッカイト帯、カオリナイト帯およびハロイサイト帯で特徴づけられる<sup>34)</sup>。

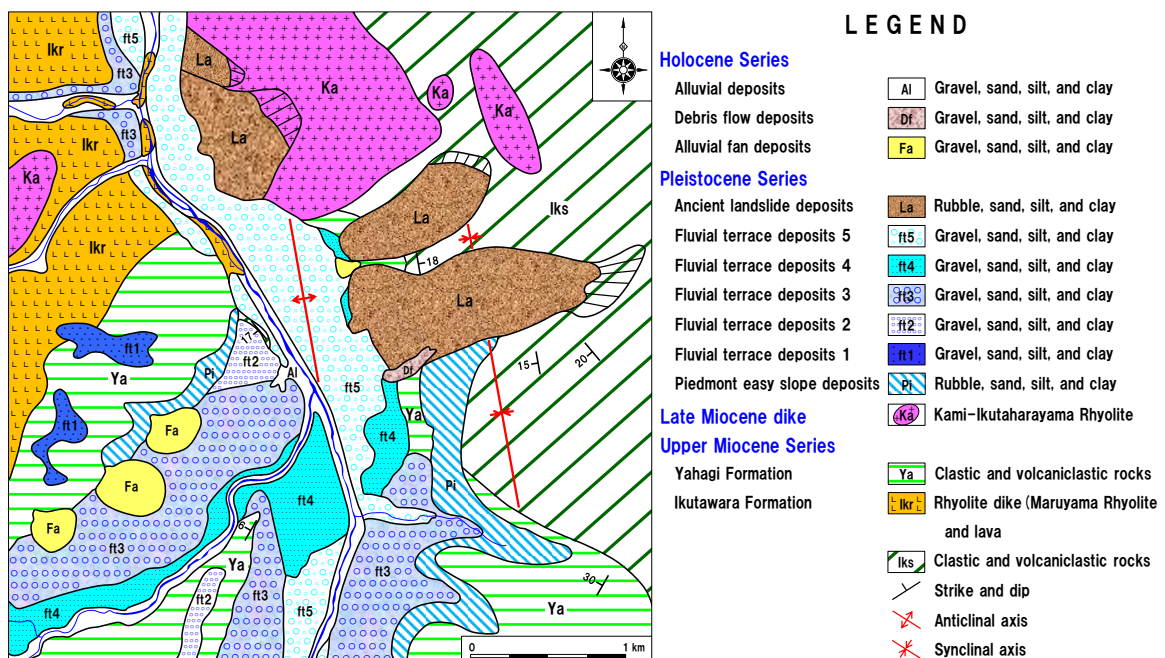


Fig. 2.3 Geological map of the Ikutahara area in Engaru Town (modified from Maeda *et al.*, 2011<sup>34)</sup>).

遠軽町生田原地域の地質図 (前田ほか, 2011<sup>34)</sup>を一部修正)

## 2.2 北見市留辺薬町旭西地域

旭西地域 (Fig. 2.4) の地質は、地域北東部に分布する上部白亜系～古第三系 暁新統湧別層群を基盤岩とし、主に新第三系上部中新統生田原層および小松沢層、第四系更新統軽石流堆積物および河成段丘堆積物と、第四系完新統扇状地堆積物および沖積堆積物からなる (Fig. 2.5)<sup>39)</sup>。小松沢層は、Fig. 2.3 における矢矧層相当層であり<sup>40)</sup>、主に植物化石を含む凝灰岩泥岩互層からなる湖成層である。また、小松沢層は不整合に砂礫層におおわれ、さらに、その上位に

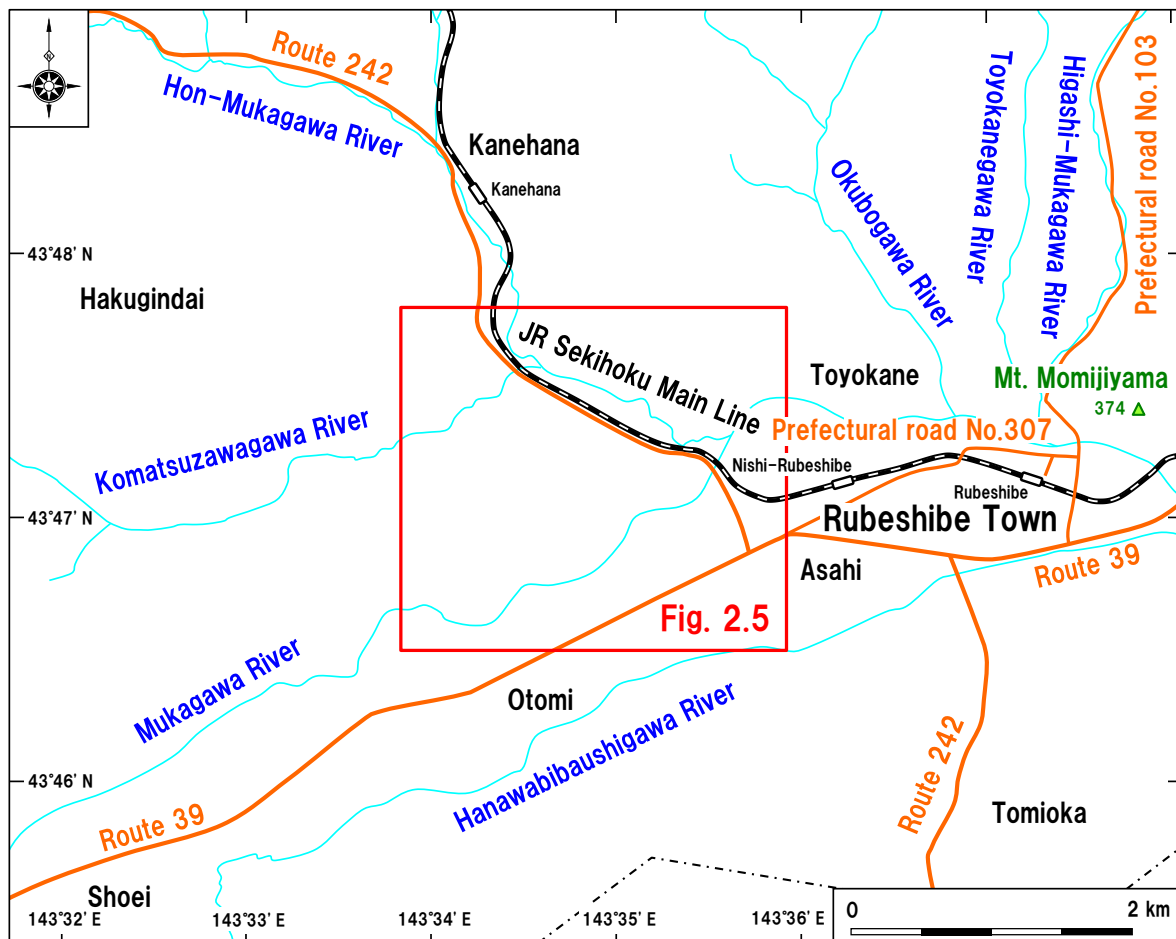


Fig. 2.4 Location of the Asahi-Nishi area in Rubeshibe Town, Kitami City, northeastern Hokkaido, Japan.

北見市留辺薬町旭西地域の位置図

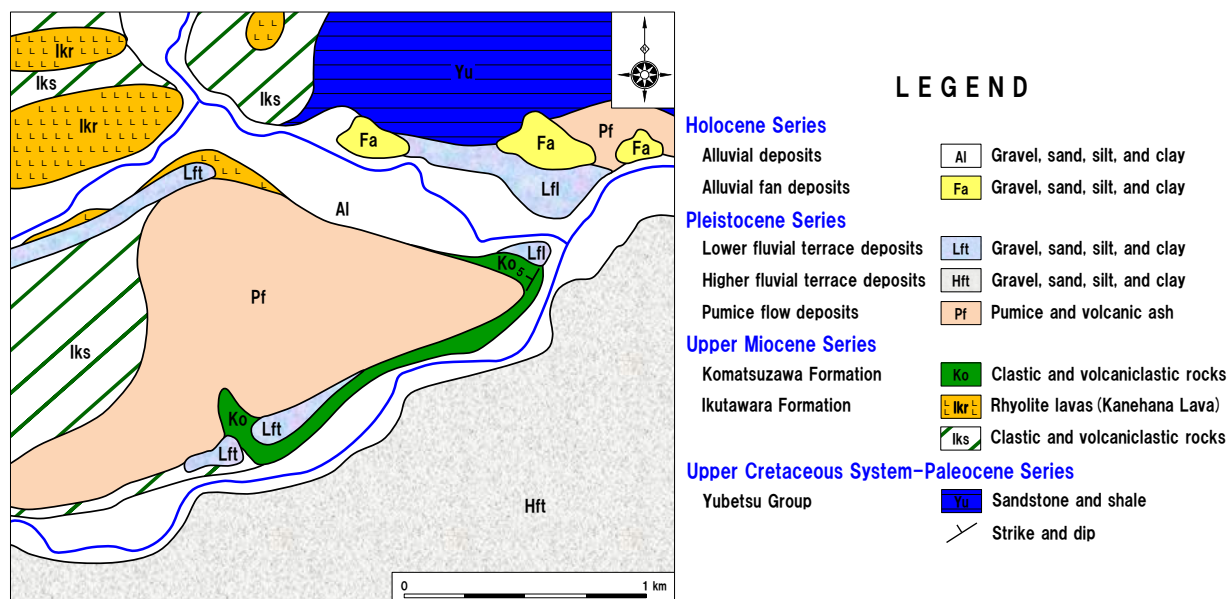


Fig. 2.5 Geological map of the Asahi-Nishi area in Rubeshibe Town, Kitami City (added from Maeda *et al.*, 2001<sup>39)</sup>).

北見市留辺薬町旭西地域の地質図（前田ほか，2001<sup>39)</sup>に加筆）

柱状節理や板状節理の発達した軽石流堆積物（溶結凝灰岩）が分布する。

本地域は，新第三紀中新世後期～鮮新世の浅熱水性金銀鉍脈型鉍化作用に関連ある熱水変質作用が及んでいる<sup>41)–43)</sup>。本地域の熱水変質作用は，中性の熱水変質作用が少なくとも後期中新世に2回（ステージ I: 8.3 Ma およびステージ II: 6.8～6.6 Ma），酸性の熱水変質作用が少なくとも鮮新世に1回（ステージ III: 3.0 Ma）あったとされている。また，熱水変質帯は，鉍物組合せに基づく，スメクタイト帯，ゼオライト帯，プロピライト帯，イライト／スメクタイト混合層鉍物帯，イライト帯，カリ長石帯，蒸気加熱型変質帯および高度粘土変質帯に区分される<sup>39)</sup>。

### 2.3 弟子屈町奥春別地域

弟子屈地域の地質は，広域地質構造上，千島弧内帯に属し，主に新第三系，第四系および新第三紀貫入岩類から構成される。先新生界（基盤岩）は確認さ



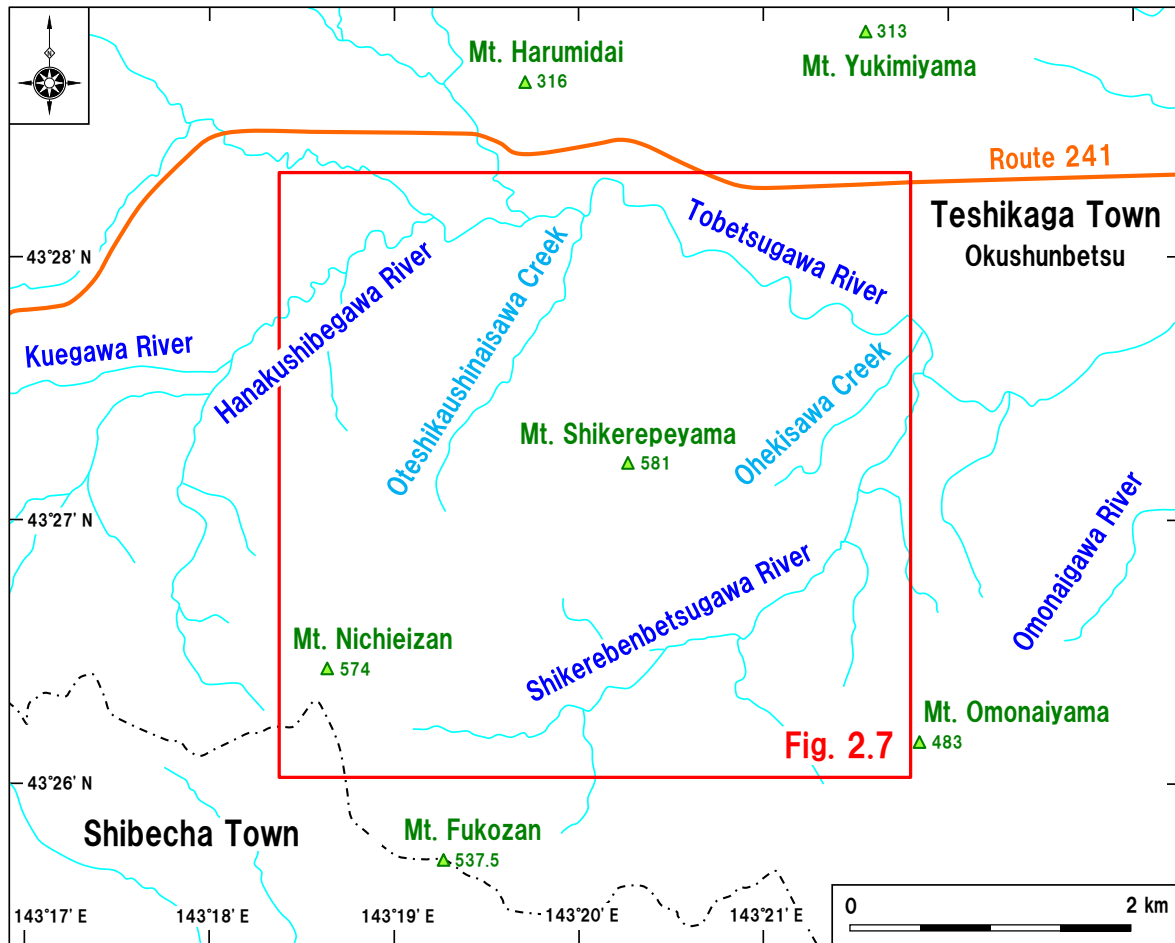


Fig. 2.6 Location of the Okushunbetsu area in Teshikaga Town, eastern Hokkaido, Japan.

弟子屈町奥春別地域の位置図

れていない。

奥春別地域 (Fig. 2.6) の地質は、下位から上位へ、新第三系上部中新統オテシカウシナイ層、ハナクシベ層およびシケレペ層、新第三系上部鮮新統志計礼辺山溶岩、第四系下部更新統シケレペンペツ層および弟子屈火山外輪山溶岩、第四系更新統～完新統河成段丘堆積物、崖錐堆積物および古期地すべり堆積物、第四系完新統沖積堆積物と、新第三紀玄武岩、安山岩および流紋岩岩脈類から構成される (Fig. 2.7) <sup>44)–46)</sup>。オテシカウシナイ層は、主に安山岩質およびデイサイト (石英安山岩) 質火山礫凝灰岩、凝灰角礫岩、凝灰岩などの互層からな

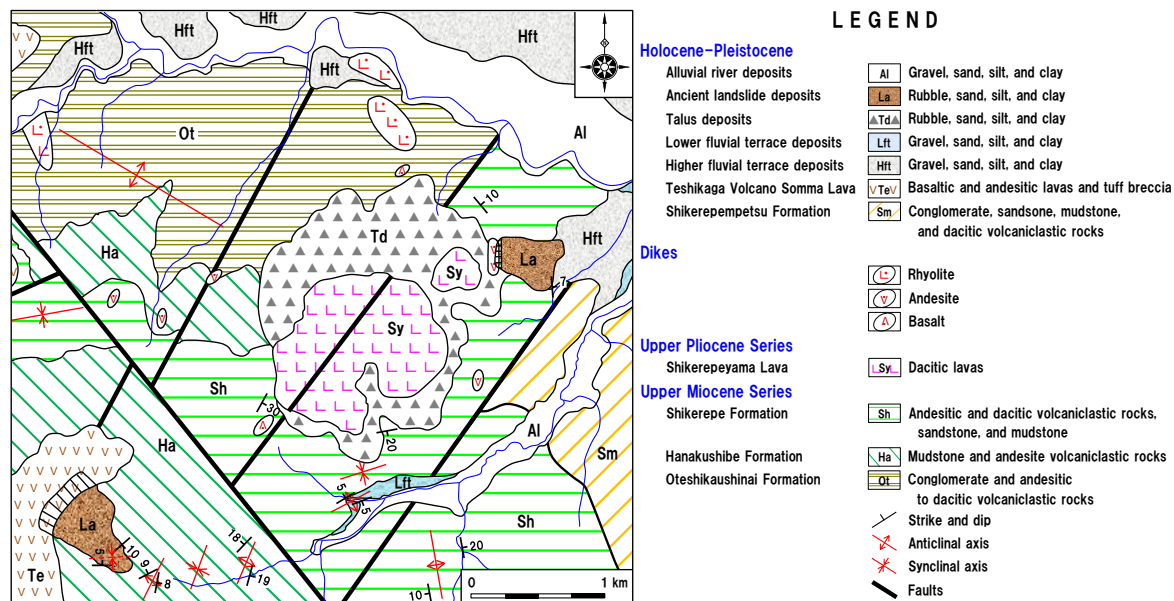


Fig. 2.7 Geological map of the Okushunbetsu area in Teshikaga Town (Maeda *et al.*, 2008<sup>44</sup>).

弟子屈町奥春別地域の地質図 (前田ほか, 2008<sup>44</sup>)

り、基底礫岩を伴う。ハナクシベ層は、オテシカウシナイ層を整合におおい、泥岩、泥岩細粒凝灰岩互層、安山岩質凝灰岩および火山礫凝灰岩などからなる。シケレペ層は、ハナクシベ層を整合におおい、安山岩質およびデイサイト質火山礫凝灰岩、凝灰岩、軽石凝灰岩、砂岩、礫岩などからなる。志計礼辺山溶岩は、シケレペ層を不整合におおい、主にデイサイト溶岩からなる。新第三紀貫入岩類は主に流紋岩～デイサイト、安山岩および玄武岩岩脈類からなる。シケレペンペツ層は、志計礼辺山溶岩を不整合におおい、基底礫岩と、その上位の礫岩、砂岩、デイサイト質火山礫凝灰岩および凝灰岩などの互層からなる。弟子屈火山外輪山溶岩は、シケレペンペツ層を不整合におおい、主に安山岩質溶岩類および凝灰角礫岩からなる。河成段丘堆積物および沖積堆積物は主に円礫、砂、シルトおよび粘土、崖錐堆積物および古期地すべり堆積物は主に角礫、砂、シルトおよび粘土からそれぞれなる。本地域の溶岩類および岩脈類は硬岩であるが、新第三系上部中新統と新第三系上部鮮新統火砕岩および碎屑岩は大部分が軟岩である。

本地域は、新第三紀中新世後期から完新世まで、海成層のシケレペンペツ層堆積期を除くと、陸上火山－熱水活動の場であり、主に新第三紀の火砕岩、碎屑岩や火山岩からなる。これらの岩類は続成作用および熱水変質作用を受けているが、これら両作用によって生成される変質鉱物がよく似ているため、両作用を区別しにくい。しかし、熱水性石英脈やゼオライト脈が至る所で見られること、地層の境界と平行に分布する続成変質帯の特徴が見られないことなどから、主に鮮新世の浅熱水性金銀鉱化作用に伴う熱水変質作用を強く受けていると考えられ、中新世後期～鮮新世の岩類には、熱水変質帯が広く見られる。それゆえ、熱水変質帯は主に新第三系上部中新統～鮮新統火砕岩や碎屑岩に及んだ後期中新世～鮮新世の熱水活動によって生成されたと考えられる<sup>47),48)</sup>。また、熱水変質帯は、鉱物組合せに基づくと、アルナイト－石英帯、プロピライト帯、カリ長石帯、イライト帯、イライト／スメクタイト混合層鉱物帯、スメクタイト帯、ローモンタイト（濁沸石）帯、アナルサイト（方沸石）帯、ヒューランドタイト（輝沸石）帯、モルデナイト（モルデン沸石）帯、クリノタイロライト（斜プチロル沸石）帯およびスティルバイト（束沸石）帯に区分される<sup>44),45)</sup>。

なお、本地域における地質および熱水変質については、「第7章 ランドスライドハザードアセスメント」において、詳細に記述する。

## 第3章 研究方法

本研究で使用した岩石試料は、北東部北海道オホーツク総合振興局紋別郡遠軽町生田原地域および北見市留辺蘂町旭西地域と、釧路総合振興局川上郡弟子屈町奥春別地域（Fig. 2.1）における化石熱水地域の地表からハンマーなどを使用して採集した細粒凝灰岩，中粒凝灰岩，軽石凝灰岩，火山礫凝灰岩，凝灰質泥岩，凝灰質砂岩，凝灰質礫岩およびデイサイトの8種の熱水変質岩と，熱水変質作用を受けていない溶結凝灰岩である．これらの岩石試料は熱水変質作用のほかに様々な程度に風化作用も受けている．岩石試料は，できるだけ風化の影響やハンマーなどによる打撃の影響の少ない露頭の中心付近から，点載荷強さ試験用の供試体および一軸圧縮試験用の供試体を作製できる大塊を採集した．これらの採集した岩石試料について，よく水洗いし，自然乾燥させ，まず，肉眼観察によって，色調，硬さ，風化などの変質の程度，鉱物または岩種の特定をフィールドにおける記載を参考にしながらおこなった．次に，全ての岩石試

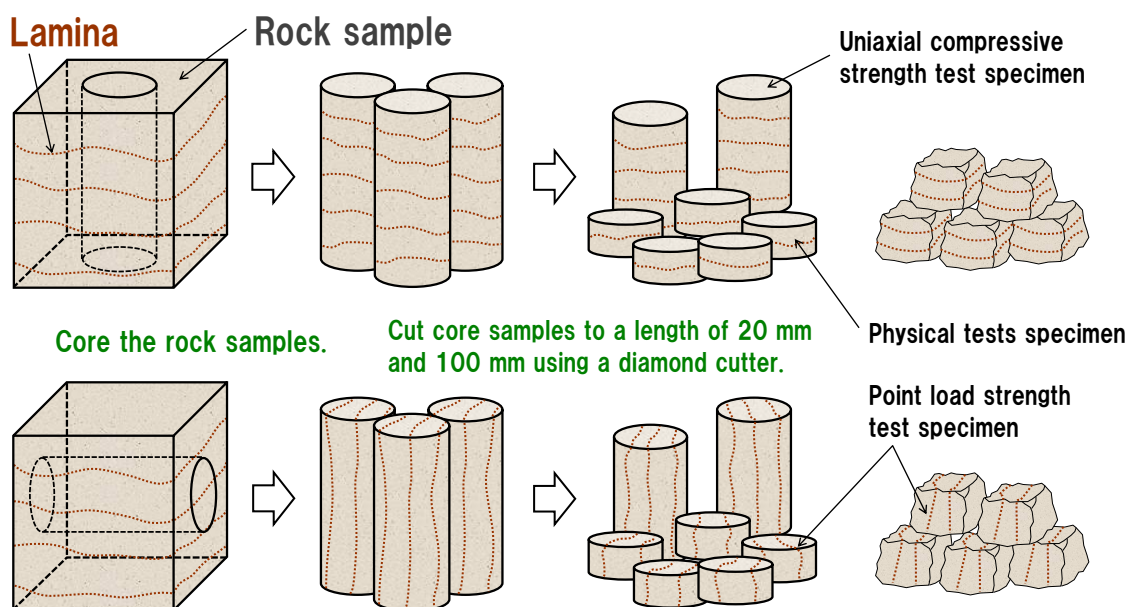


Fig. 3.1 Test specimen preparation.

供試体の作製方法

料について、粉末 X 線回折試験をおこない、点載荷強さ試験用の供試体および一軸圧縮試験用の供試体を作製 (Fig. 3.1) し、各種物理試験、点載荷強さ試験および一軸圧縮試験をおこなった。

なお、試験は全て実験室内でおこない、試験期間中の室内温度および相対湿度はそれぞれ約 20°C および約 40% である。

### 3.1 粉末 X 線回折試験

波長  $\lambda$  の特性 X 線を入射角  $\theta$  で結晶質物質に照射すると、X 線が結晶格子間で反射し、互いに干渉しあい、下記の Bragg の条件式を満たす方向に強い回折を示す。粉末 X 線回折 (XRD) 試験は、このような性質を利用し、XRD パターンを得て、鉱物を同定する試験である。本試験は、最も多く用いられる鉱物同定法であり、鉱物を同定するうえで最も確かな方法である。

$$2d \sin \theta = n\lambda \quad (3.1)$$

ここで、 $d$  は結晶粒子の格子面間隔 (nm)、 $\theta$  はブラッグ角 ( $^{\circ}$ ; 入射角 = 反射角 =  $\theta$ )、 $n$  は反射次数 (整数)、 $\lambda$  は特性 X 線の波長 (nm) である。

試験方法は、まず、岩石試料を自然乾燥させ、その後、メノウ乳鉢およびメノウ乳棒を使用して粉末にし、150  $\mu\text{m}$  および 75  $\mu\text{m}$  のふるいにかけて、75  $\mu\text{m}$  未満の粉末をアルミニウム製試料ホルダーに圧入し、不定方位試料とした。本研究では、鉱物組成や岩石中の熱水変質鉱物は、主に不定方位 XRD データによって同定した。主な岩石試料については、粘土鉱物を同定するため、水簸試験によって 2  $\mu\text{m}$  以下の粘土粒子を集め、定方位 XRD データおよびエチレングリコール処理 XRD データによって同定した。水簸試験は、鉱物粒子の大きさおよび比重の相違による水中沈降速度の差を利用し、粘土鉱物を濃集したい場合などに用いられる沈降法である。その試験方法は、まず、75  $\mu\text{m}$  未満の粉末試料 5 g を蒸留水 200 ml に混ぜ、よく攪拌し、試験管にとる。次に、一定時間放置すると、2  $\mu\text{m}$  以上の粒子は沈降するので、上澄み液を取り、遠心分離機を使用して沈降濃縮させる。沈降濃縮物をスライドガラス上に広げて自然乾燥させ、結晶面がほぼ平行に並んだ定方位試料 (配向試料) として XRD 試験をおこない、粘

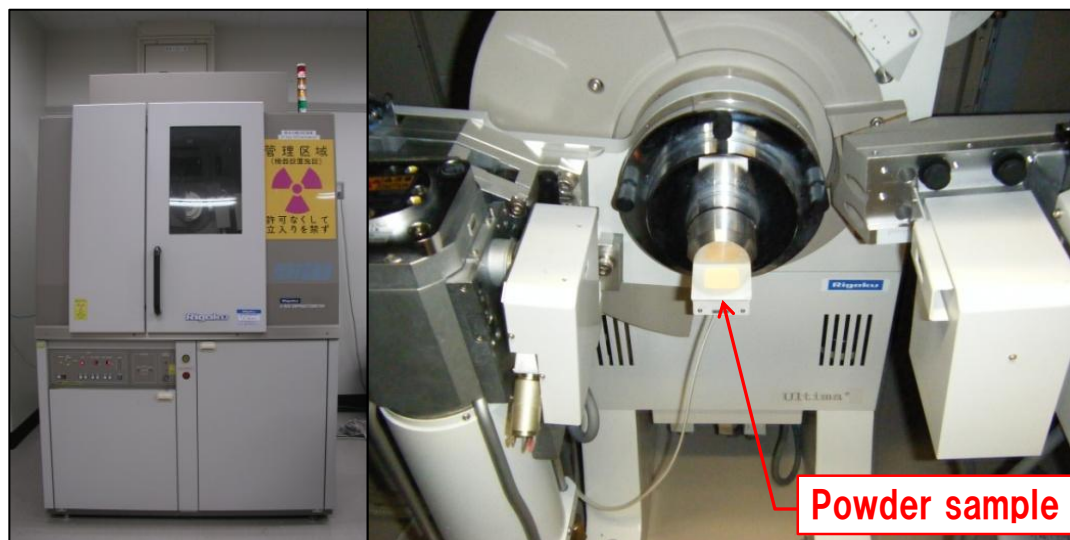


Fig. 3.2 X-ray powder diffractometer (Rigaku RINT Ultima<sup>+</sup>).

粉末 X 線回折装置 (株式会社リガク製 RINT Ultima<sup>+</sup>)

土鉱物を同定する。エチレングリコール処理は、鉱物の結晶格子層間の液体がエチレングリコールと置換して層間が広がることを利用し、定方位 XRD データと比較することによって膨潤性粘土鉱物を同定する場合などに有効な方法である。その試験方法は、定方位試料をエチレングリコールの入ったデシケータ内に入れ、24 時間後、その試料を取り出し、エチレングリコール処理試料として XRD 試験をおこない、膨潤性粘土鉱物を同定する。

X 線回折装置は株式会社リガク製 RINT Ultima<sup>+</sup> (Fig. 3.2) を使用し、試験条件は、管球 (対陰極) および特性 X 線: Cu K $\alpha$  ( $\lambda = 0.15418$  nm), 管電圧: 30 kV, 管電流: 20 mA, 時定数: 1 s, スリット系: 1°-0.30 mm-1°, 走査軸:  $2\theta^\circ$ , 走査速度: 1.000°/min, 走査範囲: 2.000~40.000°, フルスケール: 1,000 c.p.s. である。

### 3.2 物理試験

点載荷強さ試験および一軸圧縮試験をおこなう前に供試体の直径、高さ、乾燥質量、湿潤質量および水中質量を測定し、供試体の断面積および体積と、乾

乾燥密度，飽和密度，吸水率および有効間隙率をそれぞれ算出した．供試体の直径および高さはノギスを用いて測定し，乾燥質量および湿潤質量は 0.01 g の分解能を持つ電子天秤を用いて測定した．本研究では，吸水率および有効間隙率は，それぞれ，供試体の湿潤質量と乾燥質量との差の乾燥質量に対する割合および試料外部と通じている測定可能な供試体の全体積に対する間隙の比と定義した<sup>49)</sup>．供試体の乾燥密度，飽和密度，吸水率および有効間隙率は次式によって算出した．

$$\rho_d = \frac{M_d}{V} \quad (3.2)$$

$$\rho_{sat} = \frac{M_{sat}}{V} \quad (3.3)$$

$$Q = \frac{M_{sat} - M_d}{M_d} \times 100 \quad (3.4)$$

$$n = \frac{M_{sat} - M_d}{M_{sat} - M_w} \times 100 \quad (3.5)$$

ここで， $\rho_d$  は供試体の乾燥密度 ( $\text{g}/\text{cm}^3$ )， $\rho_{sat}$  は供試体の飽和密度 ( $\text{g}/\text{cm}^3$ )， $Q$  は供試体の吸水率 (% )， $n$  は供試体の有効間隙率 (% )， $M_d$  は供試体の乾燥質量 (g)， $M_{sat}$  は供試体の湿潤質量 (g)， $M_w$  は供試体の水中質量 (g)， $V$  は供試体の体積 ( $\text{cm}^3$ ) である．

### 3.3 点載荷強さ試験

点載荷強さ試験は，球面状の突起（載荷コーン）の 2 点間で供試体を挟み，載荷することによって供試体を破壊させる試験である．点載荷強さ試験における載荷速度は，10～60 秒間で破壊に至る程度<sup>6),14)-16)</sup>とされるが，点載荷強さに大きな影響を与えないように，一定速度（100 N/s）で載荷した．熱水変質岩の点載荷強さを測定するため，点載荷強さ試験機を作製した（Fig. 3.3）．

### 3.3.1 点载荷強さ試験機

本研究で使用した点载荷強さ試験機は、供試体を挟む载荷コーン、载荷コーンを保持するための载荷フレーム、载荷コーンの貫入量を測定するダイヤルゲージと、载荷荷重を測定するロードセルおよび荷重測定装置から構成される (Fig. 3.3). 载荷コーンの材質は、ダイス鋼 (SKD) であり、十分な剛性を持つ。ロードセルおよび荷重測定装置はそれぞれ株式会社共和電業製 LU-500KE および同 WGA-670B を用い、ロードセルは最大 5,000 N までの荷重が測定可能である。また、载荷コーンの形状は、頂角  $60^\circ$ 、先端半径 5 mm であり (Fig. 3.3), ISRM Commission (1985)<sup>14)</sup>で規定されているものと同一の形状である。

### 3.3.2 供試体

点载荷強さ試験における供試体形状は、円柱(横)供試体、円柱(縦)供試体、直方体、不規則塊状体および球状体がある (Fig. 3.4)<sup>6),14)-16)</sup>。ここで、円柱(縦)および円柱(横)供試体とは、試験時において、それぞれ、端面に垂直および平行な方向に载荷する供試体形状のことであり、不規則塊状体とは、不定形供試体のことである。本研究における点载荷強さ試験の供試体形状は円柱(縦)供試

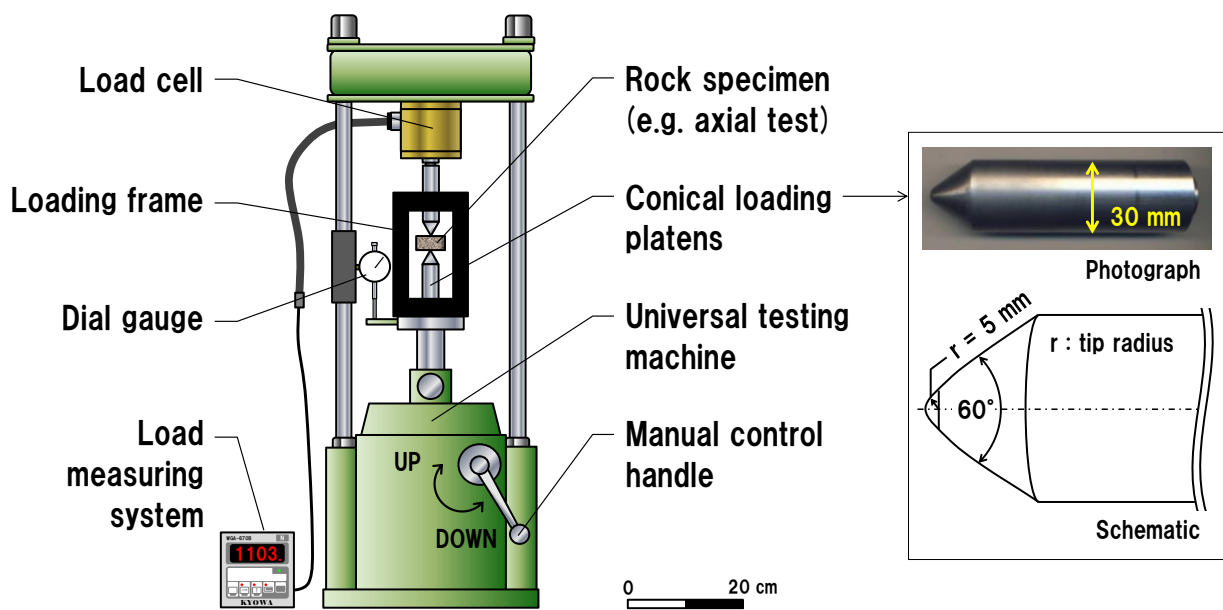


Fig. 3.3 Point load strength testing machine.

点载荷強さ試験機



体および不定形供試体（不規則塊状体）とした。円柱(縦)供試体は、室内用ボーリングマシンおよびダイヤモンドカッターを使用して、直径 50 mm 程度、高さ 20 mm 程度に成形し、供試体とした (Fig. 3.5A)。この形状は、成形が容易

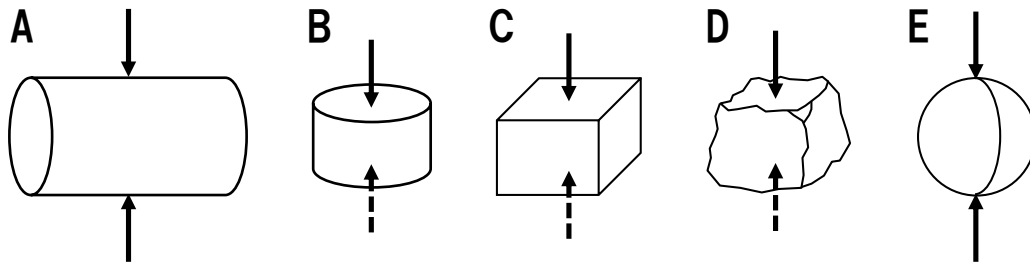


Fig. 3.4 Shapes of rock specimens for point load strength test. A: diametral test, B: axial test, C: block test, D: irregular lump test, E: ball test.

点載荷強さ試験の供試体形状 (A: 円柱(横)試験, B: 円柱(縦)試験, C: 直方体試験, D: 不規則塊状体(不定形)試験, E: 球状体試験)

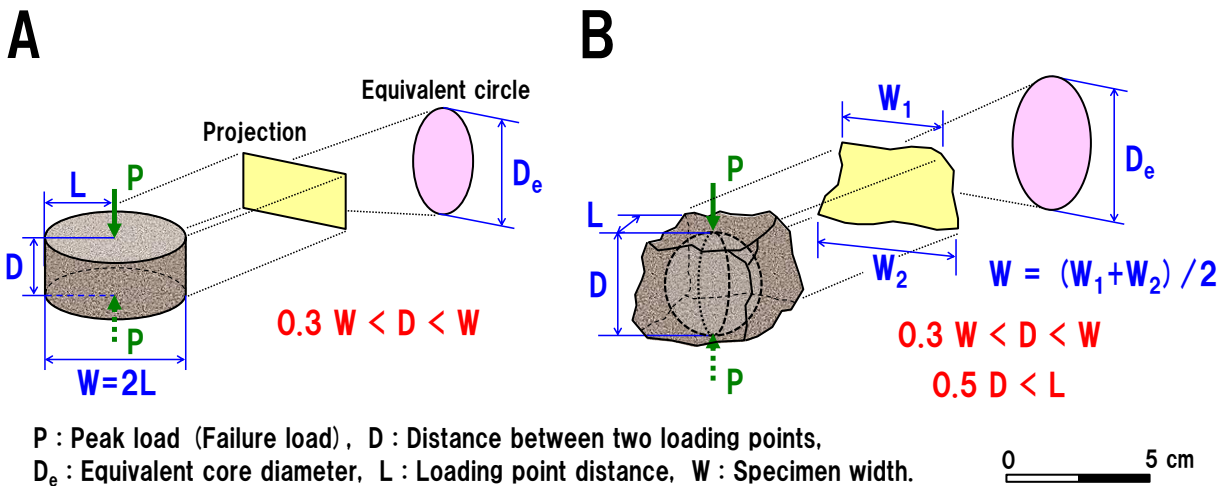


Fig. 3.5 Shape of rock specimens, load configuration, and conditional expression for (A) axial point load strength test and (B) irregular lump point load strength test.

点載荷強さ試験における供試体形状および載荷方式 (A: 円柱(縦)点載荷強さ試験, B: 不規則塊状体点載荷強さ試験)

で、ボーリングコア試料を活用できる利点がある。この寸法は Fig. 3.5A 中の  $0.3W < D < W$  の条件<sup>6),14)-16)</sup>を満足する。この条件は、供試体の寸法効果の影響を取り除くために定められたものである。不定形供試体は、点載荷強さ試験機に設置した時の載荷点間隔  $D$  を直径とする球が岩石試料の中に入るような大きさとし、Fig. 3.5B に示すような形状とした。また、不定形供試体の平均的な幅  $W$  は 50 mm 程度、載荷点間隔  $D$  は 30 mm 程度とした。この寸法は、Fig. 3.5B 中の  $0.3W < D < W$  および  $0.5D < L$  の条件<sup>6),14)-16)</sup>を満足する。これらの条件は、供試体の寸法効果の影響を取り除くために定められたものである。供試体作製時には、岩質に影響を及ぼすような熱や衝撃を与えないように配慮した。ここで、異方性を持つ岩石の試験をおこなう場合、層理面や葉理面に対して垂直および平行に載荷し、それらのデータを区別して扱う必要がある<sup>16)</sup>。それゆえ、本研究では、葉理面が確認される岩石試料については、葉理面に対して垂直または平行のどちらかに成形した (Fig. 3.1)。

次に、円柱(縦)供試体および不定形供試体における点載荷強さ (以下、それぞれ「円柱(縦)点載荷強さ」および「不定形点載荷強さ」と記す。)の算出方法について記述する。

### 3.3.3 円柱(縦)点載荷強さの算出方法

円柱(縦)点載荷強さは次式によって算出した<sup>6),14)-16)</sup>。

$$I_{s(a)} = \frac{P}{D_e^2} \quad (3.6)$$

ここで、 $I_{s(a)}$ は円柱(縦)点載荷強さ (MPa)、 $P$  は破壊荷重 (N)、 $D_e$  は等価コア径 (mm) である。等価コア径とは、二つの載荷点を通る供試体の最小断面積と等しい断面積を持つコアの直径であり (Fig. 3.5A)、次式によって算出される。

$$D_e^2 = \frac{4WD}{\pi} \quad (3.7)$$

ここで、 $D_e$  は等価コア径 (mm)、 $W$  は供試体直径 (mm)、 $D$  は載荷点間隔 (mm) である。軟岩供試体において載荷コーンの貫入により載荷点間隔  $D$  が小さくな

った場合には、点載荷強さの算出において破壊時の載荷点間隔  $D'$  を用いる<sup>6),14)-16)</sup>。それゆえ、本研究では、破壊時の載荷点間隔  $D'$  を次式によって算出し、(3.7)式における載荷点間隔  $D$  に置き換えて点載荷強さを算出した。

$$D' = D - \alpha \quad (3.8)$$

ここで、 $D'$  は破壊時の載荷点間隔 (mm)、 $D$  は載荷点間隔 (mm)、 $\alpha$  は供試体における載荷コーンの貫入量 (mm) である。載荷点間隔  $D$  はノギスを用いて測定し、載荷コーンの貫入量  $\alpha$  はアナログ式ダイヤルゲージを用いて測定した。アナログ式ダイヤルゲージは、スケール間隔が 0.01 mm である最も標準的なものを使用した。

### 3.3.4 不定形点載荷強さの算出方法

不定形点載荷強さの算出方法も円柱(縦)点載荷強さと同様である<sup>6),14)-16)</sup>。しかし、不定形供試体の場合は、載荷点を含む最小断面積の断面が円形や長方形ではなく、不規則であるため、等価コア径の算出が困難である。それゆえ、本研究では、不定形点載荷強さを平松ほか(1965)<sup>50)</sup>に基づいて、次式によって算出した。

$$I_{s(i)} = k \frac{P}{D^2} \quad (3.9)$$

ここで、 $I_{s(i)}$  は不定形点載荷強さ (MPa)、 $k$  は定数、 $P$  は破壊荷重 (N)、 $D$  は載荷点間隔 (mm) である。平松ほか(1965)<sup>50)</sup>は不定形供試体について、 $k$  の値として形状に関係なく、0.9 を用いている。それゆえ、本研究においても  $k$  の値として 0.9 を用いた。なお、円柱(縦)点載荷強さ試験と同様に、破壊時の載荷点間隔  $D'$  は(3.8)式によって算出し、(3.9)式における載荷点間隔  $D$  に置き換えて点載荷強さを算出した。

(3.9)式は、形状効果および寸法効果を無視しており、載荷点間隔  $D$  が等しければ、円柱、直方体、立方体など、いずれの供試体形状でもすべて同様に扱われることになり、現在では推奨されていない。本研究における不定形供試体は、できるだけ形状の揃ったものを使用し、全ての供試体の最小断面積がほぼ同じ

大きさになり，結果的に，ISRM Commission (1985)<sup>14)</sup>や ASTM Standards (2001)<sup>15)</sup>で定められている方法で評価していることと原理的に等価と判断できる．したがって，不定形供試体であっても，その形状および寸法をできるだけ同じようにすれば，平松ほか (1965)<sup>50)</sup>の式は十分に使用できると考えられる．

### 3.4 一軸圧縮試験

一軸圧縮試験は，供試体の側方を拘束せず，平面状の2面間で供試体を挟み，载荷することによって供試体を破壊させる試験である．

一軸圧縮試験における供試体形状は，円柱供試体および正四角柱供試体がある<sup>6),51),52)</sup>．本研究における一軸圧縮試験の供試体形状は，点载荷強さ試験と同様の理由から円柱供試体とした．供試体は，室内用ボーリングマシーンおよびダイヤモンドカッターを使用して，直径 50 mm 程度，高さ 100 mm 程度に成形

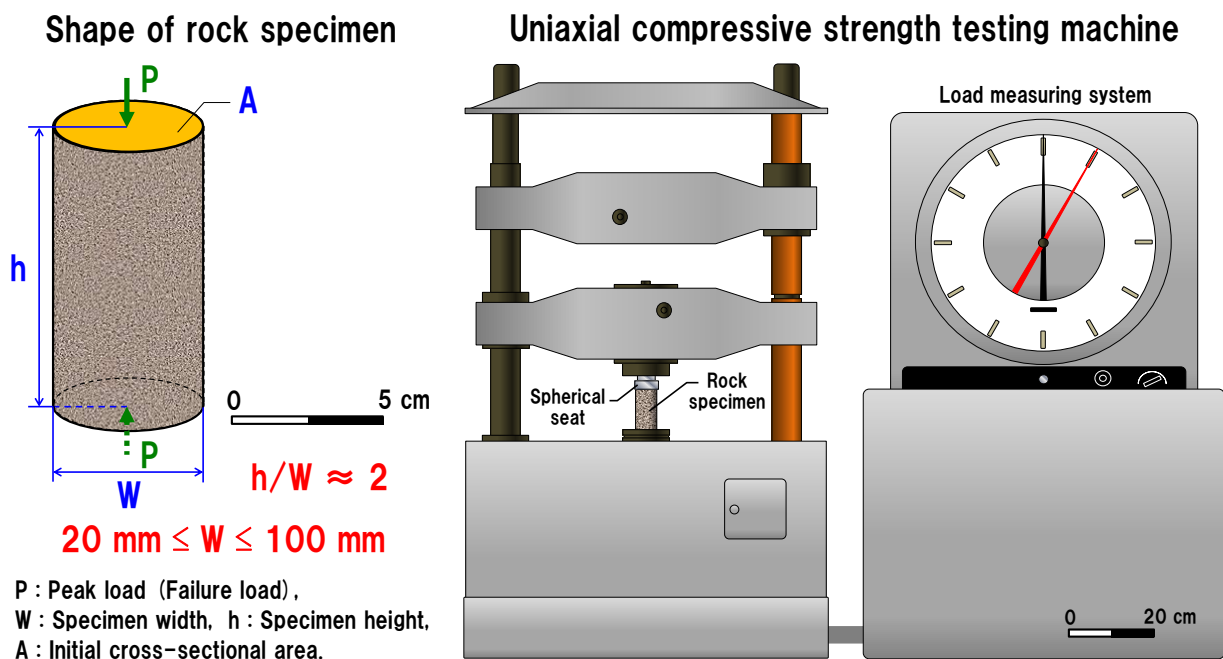


Fig. 3.6 shape of rock specimen and testing machine for uniaxial compressive strength test.

一軸圧縮試験における供試体形状および一軸圧縮試験機

し、供試体とした (Fig. 3.6). この寸法は Fig. 3.6 中の  $20 \text{ mm} \leq W \leq 100 \text{ mm}$  および  $h/W \approx 2$  の条件<sup>6),51),52)</sup>を満足する. これらの条件は、試験結果の相互比較と試験装置の容量の点から定められたものである. 点載荷強さ試験と同様に、葉理面が確認される試料については、葉理面に対して垂直または平行のどちらかに成形した (Fig. 3.1).

本研究では、一軸圧縮試験は油圧式万能試験機 (株式会社島津製作所; Fig. 3.6) を使用しておこない、一軸圧縮強さは次式によって算出した<sup>6),51),52)</sup>.

$$q_u = \frac{P}{A} \quad (3.10)$$

ここで、 $q_u$  は一軸圧縮強さ (MPa)、 $P$  は破壊荷重 (N)、 $A$  は供試体断面積 ( $\text{mm}^2$ ) である. 一軸圧縮試験における載荷速度は  $0.5 \sim 1.0 \text{ MPa/s}$  である<sup>6),51),52)</sup>. 一軸圧縮試験供試体の直径は  $50 \text{ mm}$  程度 ( $A \approx 2,000 \text{ mm}^2$ ) であるため、本研究では、一軸圧縮試験における載荷速度を  $1,000 \sim 2,000 \text{ N/s}$  とした. なお、試験時には球座を使用した.

## 第4章 スメクタイトを含む岩石の点載荷強さ試験方法

### 4.1 岩石試料

岩石試料は、東部北海道釧路総合振興局弟子屈町奥春別地域南部のシケレベンベツ川流域における新第三系上部中新統シケレペ層に広く発達する熱水変質帯のうち、モルデナイト帯軽石凝灰岩および細粒凝灰岩であり、ハンマーを使用して採集した。これらの岩石試料は XRD データによると、スメクタイトを少量含む試料、スメクタイトを極微量含む試料およびスメクタイトを含まない試料に三分される (Fig. 4.1)。

スメクタイトを少量含む試料 (試料番号 080608) は、肉眼的にクリーム色を呈し、多量のモルデナイトおよび少量の石英、長石、スメクタイト、クリノタイロライトなどからなる軽石凝灰岩である (Fig. 4.1A)。スメクタイトを極微量含む試料 (試料番号 070521) は、肉眼的に淡緑灰色を呈し、多量のモルデナイトおよび少量の石英、長石、スメクタイト、クローライト (緑泥石)、イライトなどからなる細粒凝灰岩である (Fig. 4.1B)。スメクタイトを含まない試料 (試料番号 080615) は、肉眼的にクリーム色を呈し、多量のモルデナイトおよび少量の石英、長石などからなる細粒凝灰岩である (Fig. 4.1C)。スメクタイトを極微量含む試料およびスメクタイトを含まない試料とは、不定方位 XRD データにおいて、スメクタイトの 1.49~1.50 nm ( $2\theta$  CuK $\alpha$  = 5.9°) の回折線が確認できない (Fig. 4.1B,C) が、定方位 XRD データでは、それぞれ、それが確認できるものおよび確認できないものことである (Fig. 4.1B,C)。

ここで、スメクタイトを少量および極微量含む試料は、北東部北海道遠軽町生田原南地すべり地域における新第三系上部中新統生田原層のスメクタイト含有量が異なる二種類の細粒凝灰岩の不定方位 XRD データ (Fig. 4.2) と比較すると、スメクタイトの 1.49~1.50 nm の回折線が類似の積分強度値を示している。生田原南地すべり地域におけるスメクタイトを少量含む試料のスメクタイト含有量は、定量 XRD 内部標準法によって測定した結果、約 7 wt%であった。また、スメクタイトを極微量含む試料は、不定方位 XRD データにおいて、スメクタイ

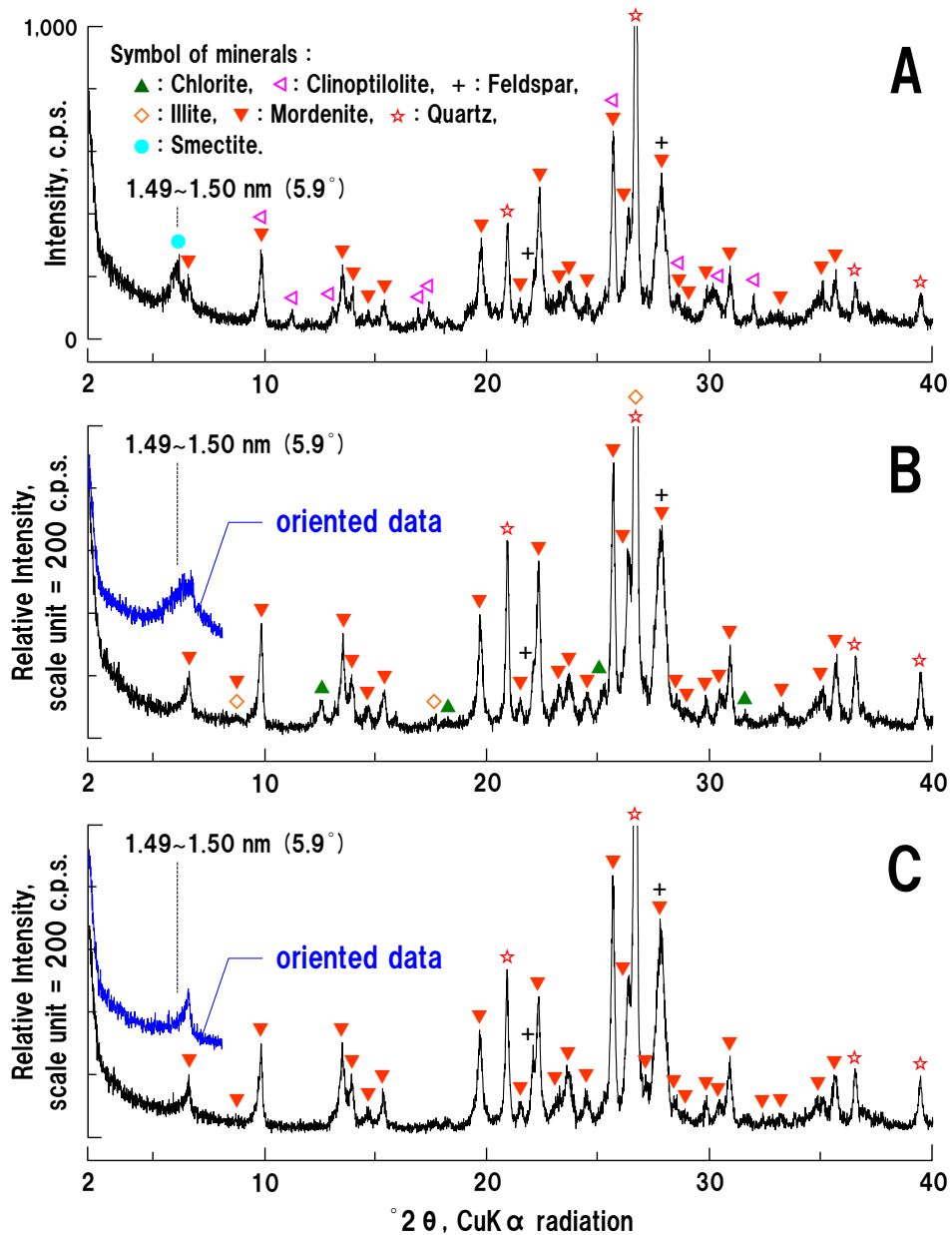


Fig. 4.1 Unoriented and oriented XRD patterns of tuffs. A: Pumice tuff (Sample No. 080608, the samples contain small amounts of smectite.), B: Fine tuff (Sample No. 070521, the samples contain very small amounts of smectite.), C: Fine tuff (Sample No. 080615, the samples do not contain smectite.).

凝灰岩類の不定方位（一部定方位）XRDパターン（A：スメクタイトを少量含む軽石凝灰岩，B：スメクタイトを極微量含む細粒凝灰岩，C：スメクタイトを含まない細粒凝灰岩）

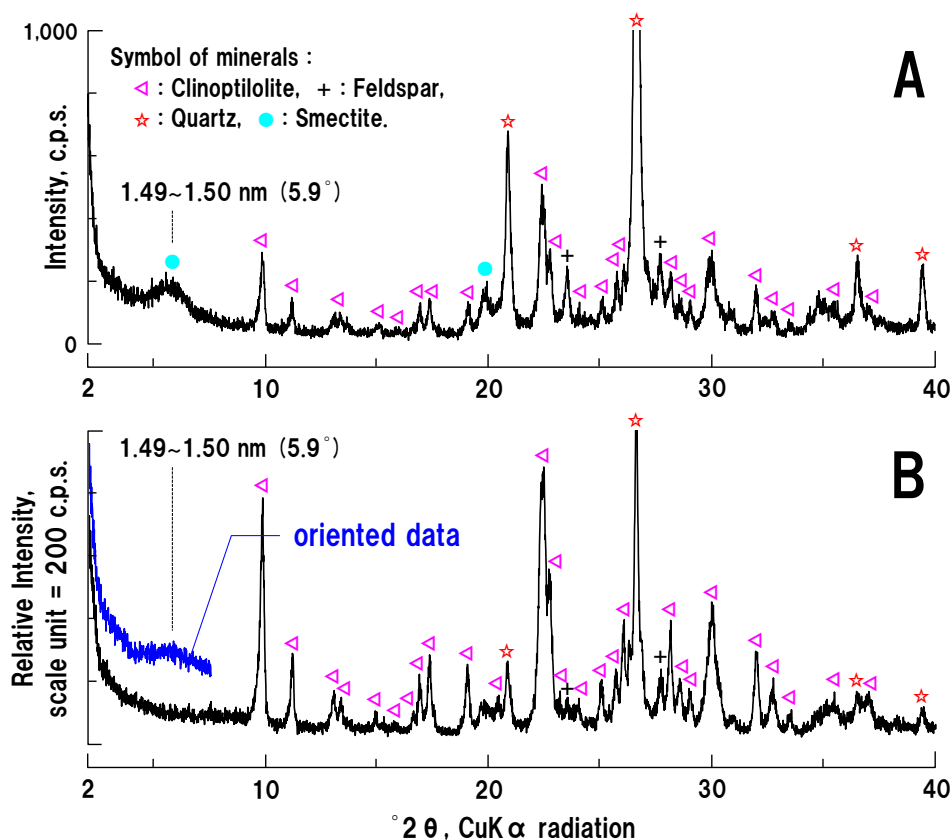


Fig. 4.2 Unoriented and oriented XRD patterns of smectite-bearing fine tuffs of the Ikutahara-Minami landslide area in Engaru Town, northeastern Hokkaido, Japan. A: The samples contain small amounts of smectite, B: samples contain very small amounts of smectite.

北海道遠軽町生田原南地すべり地域におけるスメクタイトを含む細粒凝灰岩の不定方位（一部定方位）XRDパターン（A：スメクタイトを少量含む試料，B：スメクタイトを極微量含む試料）

トの 1.49~1.50 nm の回折線が確認できない (Fig. 4.2B) が，定方位 XRD データでは，それが確認できる (Fig. 4.2B)。このことから，奥春別地域におけるスメクタイトを少量含む試料およびスメクタイトを極微量含む試料のスメクタイト含有量はそれぞれ 5~10 wt% および 1 wt% 未満であると推定される。

これらの試料の乾燥密度，飽和密度，吸水率および有効間隙率を Table 4.1 に示す。代表的な軟岩である大谷石（流紋岩質軽石凝灰岩）の乾燥密度，吸水率



Table 4.1 Physical properties of tuffs.

## 凝灰岩類の物性値

Sample No.	Dry density, g/cm <sup>3</sup>	Saturated density, g/cm <sup>3</sup>	Water absorption, %	Effective porosity, %
080608	1.043	1.605	54.52	54.93
070521	1.172	1.690	43.70	50.69
080615	1.217	1.739	40.15	48.57
Oya stone	1.350	-	29.20	39.80

および有効間隙率は、それぞれ、1.350 g/cm<sup>3</sup>、29.20%および 39.80%であり<sup>53)</sup> (Table 4.1)、いずれの試料も大谷石と比較すると、乾燥密度が小さく、吸水率および有効間隙率が大きい。

## 4.2 研究方法

採集した岩石試料から円柱(縦)点載荷強さ試験用の供試体を作製し、乾燥質量および湿潤質量変化の測定と、円柱(縦)点載荷強さ試験をおこなった。

その方法は、円柱(縦)点載荷強さ試験用の供試体の乾燥温度および乾燥時間と、水に浸す時間を決めるため、供試体を 105±3°C、80±3°C、60±3°C および 40±3°C で乾燥したときの乾燥質量と、水に浸したときの湿潤質量を測定し、それぞれの質量変化を検討した。本研究では、湿潤質量に用いた水は蒸留水である。成形した供試体は、各試験の測定結果に大きな影響を与えるようなクラックを含まないもの、肉眼的に風化の程度が同じ試料を選び、各試験に必要な数量を用意した (Tables 4.2 and 4.3)。

### 4.2.1 乾燥質量の測定

乾燥質量を測定する際、供試体の初期含水量が異なると乾燥時間も変わるため、乾燥前の含水状態が飽和状態の供試体で検討した。まず、飽和状態の供試体の初期質量を測定し、その後、供試体を 105±3°C に設定した乾燥炉に入れ、3 時間、6 時間、12 時間、24 時間、以後 1 日ごとの乾燥質量を記録した。乾燥

Table 4.2 Numbers of specimens for the measurements of dry and wet masses.

乾燥質量および湿潤質量測定のための供試体個数

Purpose of each examination	Numbers of specimens			
	080608	070521	080615	
	Maximum temperature			
To reveal the relationship between drying time and change in dry mass of a specimen dried in an electric oven	105±3°C	5	5	5
	80±3°C	5	5	5
	60±3°C	5	5	5
	40±3°C	5	5	5
To reveal the relationship between immersion time and change in wet mass of a specimen saturated with distilled water	5	5	5	

質量に変化がなくなった段階で試験を終了した。一般に、岩石の乾燥質量の測定は、乾燥した試料が空気中の水分を吸水しないようにするためにデシケータなどで試料を室温まで冷ましてからおこなわれるが<sup>54)</sup>、本研究では、乾燥炉から出した直後に乾燥質量の測定をおこなった。乾燥温度 80±3°C、60±3°C および 40±3°C のケースも同様に乾燥質量の測定をおこなった。供試体は、各乾燥温度において、各試料 5 個ずつの合計 60 個用意した (Tables 4.2)。

#### 4.2.2 湿潤質量の測定

供試体を強制湿潤状態にするため、水に浸す方法を採用した。この方法は、真空中で浸水することによって、浸水崩壊の恐れがあるスメクタイトを含む岩石試料の場合に有効であると考えられる。まず、水に浸す前の供試体の初期質量を測定し、その後、供試体を水に浸し、3 時間、6 時間、12 時間、24 時間、以後 1 日ごとの湿潤質量を記録した。湿潤質量に変化がなくなった段階で試験を終了した。湿潤質量は、少し湿ったタオルで供試体表面の水分を拭き取って測定した。なお、本研究における水の水温は 20°C である。供試体は、各試料 5 個ずつの合計 15 個用意した (Tables 4.2)。

#### 4.2.3 円柱(縦)点載荷強さ試験

円柱(縦)供試体は、強制乾燥状態 4 ケースおよび強制湿潤状態において、ス

Table 4.3 Numbers of specimens for the axial point load strength test.

円柱(縦)点載荷強さ試験の供試体個数

Sample No.	State of moisture content	Numbers of specimens
080608	Forced-dry state (105±3℃)	30
	Forced-dry state (80±3℃)	30
	Forced-dry state (60±3℃)	30
	Forced-dry state (40±3℃)	30
	Forced-wet state	30
070521	Forced-dry state (105±3℃)	10
	Forced-dry state (80±3℃)	10
	Forced-dry state (60±3℃)	10
	Forced-dry state (40±3℃)	10
	Forced-wet state	10
080615	Forced-dry state (105±3℃)	30
	Forced-dry state (80±3℃)	30
	Forced-dry state (60±3℃)	30
	Forced-dry state (40±3℃)	30
	Forced-wet state	30

メクタイトを少量含む試料およびスメクタイトを含まない試料で各 30 個ずつと、スメクタイトを極微量含む試料で各 10 個ずつの合計 350 個用意した (Table 4.3)。

### 4.3 結果および考察

#### 4.3.1 乾燥質量の変化

各試料の乾燥温度 105±3℃, 80±3℃, 60±3℃ および 40±3℃ における乾燥質量の測定結果を Fig. 4.3 に示す。

いずれの試料も乾燥温度 105±3℃ では乾燥日数 1 日後と 2 日後, 80±3℃ では乾燥日数 2 日後と 3 日後, 60±3℃ では乾燥日数 3 日後と 4 日後, 40±3℃ では乾燥日数 4 日後と 5 日後の乾燥質量の変化がそれぞれ見られず, 乾燥温度の違いによって乾燥日数が異なっている (Fig. 4.3)。

乾燥質量の測定をおこなった供試体個数は各 5 個ずつであるが (Table 4.2), 一般に, 点載荷強さ試験は 10 個以上の供試体個数でおこなわれることが多く (6), (14), (16), (17), 乾燥時間は, 複数の供試体を同時に乾燥すれば, 乾燥炉の容量や性能によって異なり, また, 乾燥前の供試体の含水状態が飽和状態であれば,

最も長くなり、乾燥時間を厳密に決定することは難しい。したがって、同時乾燥供試体個数や乾燥炉の違いによっても乾燥時間が異なることから、ここでは、供試体を  $105\pm 3^\circ\text{C}$  で1日以上、 $80\pm 3^\circ\text{C}$  で2日以上、 $60\pm 3^\circ\text{C}$  で3日以上および  $40\pm 3^\circ\text{C}$  で4日以上一定質量になるまで乾燥した状態をスメクタイトを含む試料の強制乾燥状態と呼ぶことにする。

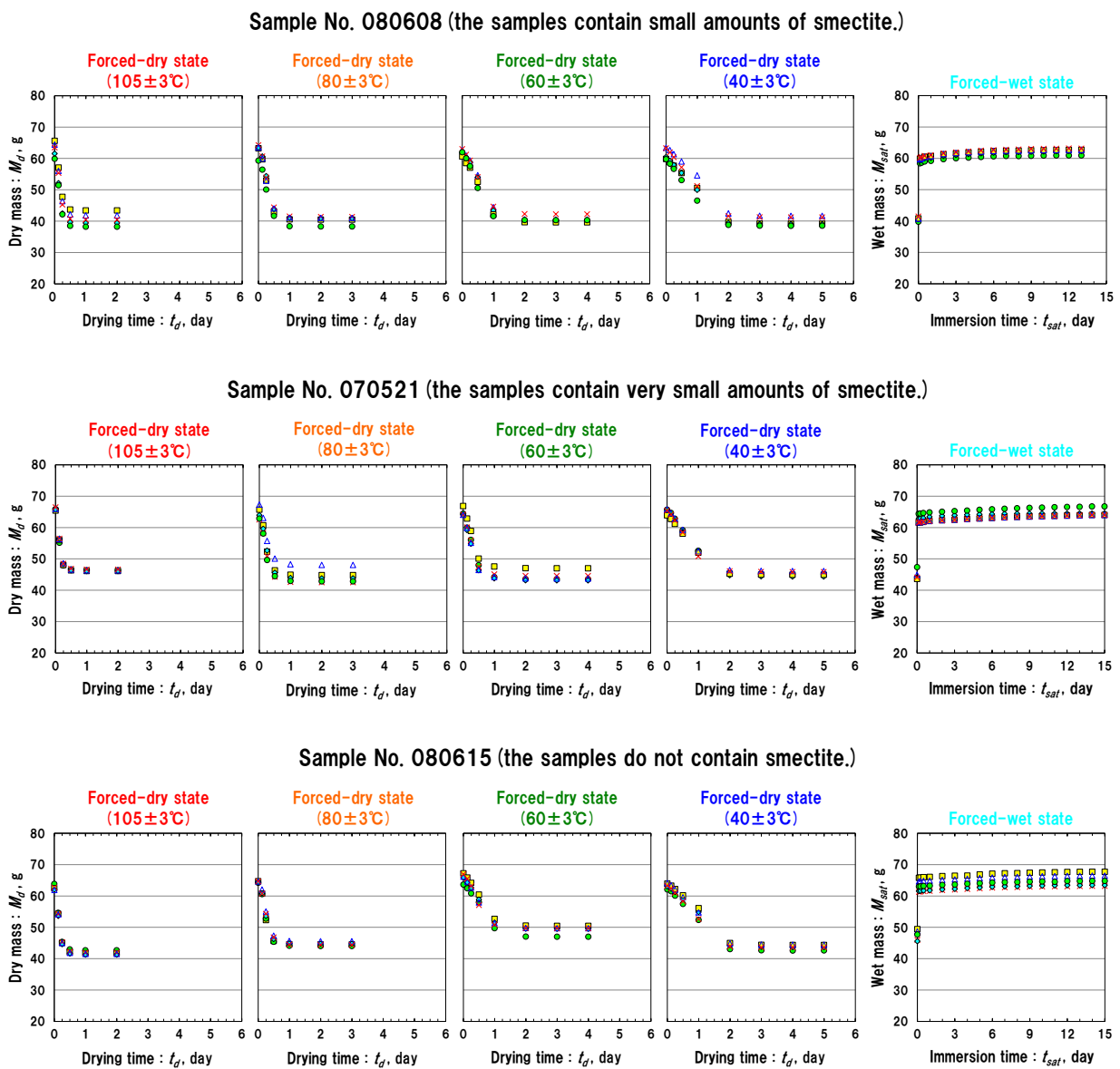


Fig. 4.3 Changes in the dry and wet masses of specimens.

供試体の乾燥質量および湿潤質量の変化

### 4.3.2 湿潤質量の変化

各試料の湿潤質量の測定結果を Fig. 4.3 に示す。

スメクタイトを少量含む試料では湿潤日数 12 日後と 13 日後、スメクタイトを極微量含む試料およびスメクタイトを含まない試料では湿潤日数 14 日後と 15 日後の湿潤質量の変化がそれぞれ見られず、試料の種類によって湿潤時間が異なっている (Fig. 4.3)。このことから、モルデナイト帯軽石凝灰岩および細粒凝灰岩以外の熱水変質岩についても、湿潤質量の測定をおこなった (Fig. 4.4)。ここで使用した試料は、アルナイトー石英帯デイサイト、ハロイサイト帯軽石凝灰岩および凝灰質礫岩、プロピライト帯中粒凝灰岩、クローライト/スメクタイト混合層鉱物帯細粒凝灰岩、スメクタイト帯細粒凝灰岩、ローモンタイト帯中粒凝灰岩、ヒューランダイト帯火山礫凝灰岩およびクリノタイロライト帯細粒凝灰岩である。なお、これらの試料は、アルナイトー石英帯デイサイトを除いて、膨潤性粘土鉱物を含み、主に弟子屈町奥春別地域から採集した。

ローモンタイト帯中粒凝灰岩では湿潤日数 9 日後と 10 日後、スメクタイト帯細粒凝灰岩とハロイサイト帯軽石凝灰岩および凝灰質礫岩では湿潤日数 10 日後

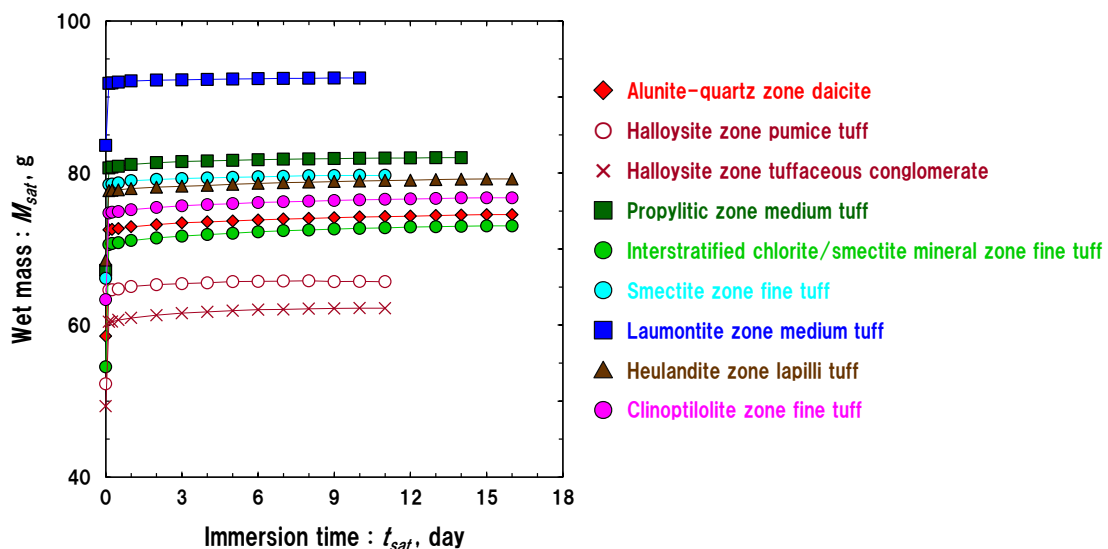


Fig. 4.4 Changes in the wet masses of specimens of the various hydrothermally altered rocks.

様々な熱水変質岩供試体の湿潤質量の変化

と11日後、プロピライト帯中粒凝灰岩では湿潤日数13日後と14日後、それ以外の試料では湿潤日数15日後と16日後の湿潤質量の変化が見られなかった。浸水直後の湿潤質量の変化は、岩種の違いによる差は見られず、また、岩種の違いや熱水変質帯と湿潤日数との関係についての差は特に見られないが、湿潤日数は、試料の種類によって異なる。したがって、最も湿潤日数の長い試料を基準として、供試体を水に15日以上一定質量になるまで浸した状態をスメクタイトを含む試料の強制湿潤状態と呼ぶことにする。

#### 4.3.3 円柱(縦)点載荷強さ

強制乾燥状態4ケース、供試体を $105\pm 3^{\circ}\text{C}$ で1日以上、 $80\pm 3^{\circ}\text{C}$ で2日以上、 $60\pm 3^{\circ}\text{C}$ で3日以上および $40\pm 3^{\circ}\text{C}$ で4日以上一定質量になるまで乾燥した状態(以下、それぞれ「 $105^{\circ}\text{C}$ 、 $80^{\circ}\text{C}$ 、 $60^{\circ}\text{C}$ および $40^{\circ}\text{C}$ 乾燥状態」と記す。)と、強制湿潤状態(供試体を水に15日以上一定質量になるまで浸した状態)における円柱(縦)点載荷強さをTable 4.4およびFig. 4.5に示す。なお、供試体の質量が一定になるのを確認した後も試験をおこなう直前までの間、強制乾燥状態にお

Table 4.4 Results of the axial point load strength test.

円柱(縦)点載荷強さ試験結果

Sample No.	State of moisture content	Axial point load strength test	
		$I_{S(a)}$ , MPa	$C_v$ , %
080608	Forced-dry state ( $105\pm 3^{\circ}\text{C}$ )	1.44–1.88 (Avg. 1.70)	6.1
	Forced-dry state ( $80\pm 3^{\circ}\text{C}$ )	1.34–1.76 (Avg. 1.57)	6.1
	Forced-dry state ( $60\pm 3^{\circ}\text{C}$ )	0.71–1.59 (Avg. 1.35)	15.4
	Forced-dry state ( $40\pm 3^{\circ}\text{C}$ )	0.49–1.54 (Avg. 1.34)	16.1
	Forced-wet state	0.30–0.62 (Avg. 0.46)	18.4
070521	Forced-dry state ( $105\pm 3^{\circ}\text{C}$ )	2.06–2.66 (Avg. 2.36)	7.3
	Forced-dry state ( $80\pm 3^{\circ}\text{C}$ )	1.71–2.35 (Avg. 1.96)	9.9
	Forced-dry state ( $60\pm 3^{\circ}\text{C}$ )	1.07–1.73 (Avg. 1.43)	14.1
	Forced-dry state ( $40\pm 3^{\circ}\text{C}$ )	1.07–1.80 (Avg. 1.41)	14.0
	Forced-wet state	1.06–1.65 (Avg. 1.32)	14.1
080615	Forced-dry state ( $105\pm 3^{\circ}\text{C}$ )	2.26–3.92 (Avg. 2.84)	14.3
	Forced-dry state ( $80\pm 3^{\circ}\text{C}$ )	2.25–3.75 (Avg. 2.82)	14.0
	Forced-dry state ( $60\pm 3^{\circ}\text{C}$ )	2.26–3.64 (Avg. 2.82)	13.7
	Forced-dry state ( $40\pm 3^{\circ}\text{C}$ )	2.25–3.62 (Avg. 2.83)	13.8
	Forced-wet state	0.61–1.11 (Avg. 0.85)	17.2

$I_{S(a)}$ : Axial point load strength,  $C_v$ : Coefficient of variation of axial point load strength.

ける供試体は各温度での乾燥炉で保管し、強制湿潤状態における供試体は蒸留水に浸し続けた。

スメクタイトを少量含む試料の 105°C, 80°C, 60°C および 40°C 乾燥状態と、強制湿潤状態における供試体個数 30 個の点荷強さの平均値は、それぞれ 1.70 MPa, 1.57 MPa, 1.35 MPa および 1.34 MPa と、0.46 MPa であり、各乾燥温度における強制乾燥状態の方が強制湿潤状態よりも明らかに大きい。また、各乾燥温度における強制乾燥状態の供試体の点荷強さは、105°C 乾燥状態で最も大きく、次いで 80°C 乾燥状態が大きく、60°C および 40°C 乾燥状態ではほぼ同じである。

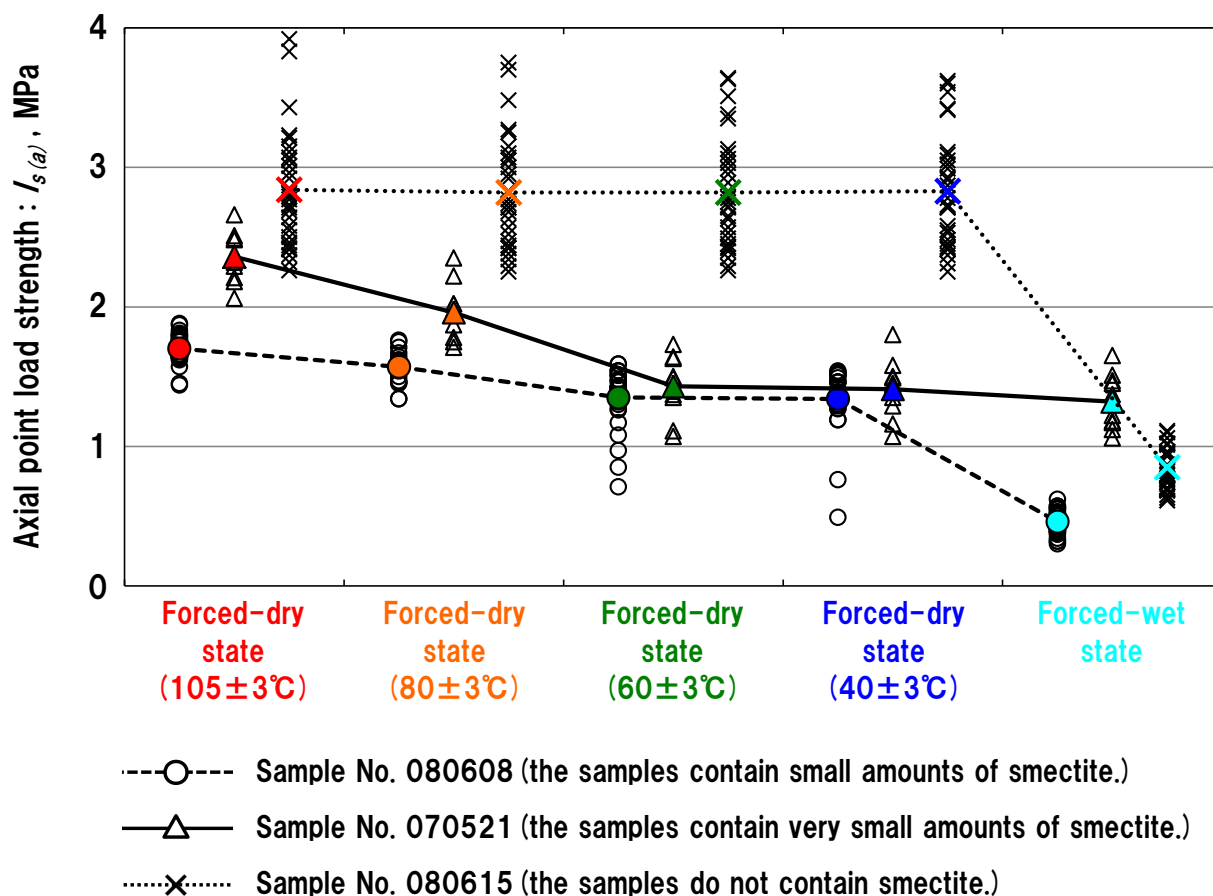


Fig. 4.5 Average axial point load strengths in the forced-dry and forced-wet states.

強制乾燥状態および強制湿潤状態における円柱(縦)点荷強さ

スメクタイトを極微量含む試料の 105°C, 80°C, 60°C および 40°C 乾燥状態と、強制湿潤状態における供試体個数 10 個の点載荷強さの平均値は、それぞれ 2.36 MPa, 1.96 MPa, 1.43 MPa および 1.41 MPa と、1.32 MPa であり、スメクタイトを少量含む試料と同様の傾向が見られる。

スメクタイトを含まない試料の 105°C, 80°C, 60°C および 40°C 乾燥状態と、強制湿潤状態における供試体個数 30 個の点載荷強さの平均値は、それぞれ 2.84 MPa, 2.82 MPa, 2.82 MPa および 2.83 MPa と、0.85 MPa であり、各乾燥温度における強制乾燥状態の方が強制湿潤状態よりも明らかに大きい。各乾燥温度における強制乾燥状態の供試体の点載荷強さはいずれの乾燥温度においても有意な差は見られない。

スメクタイトを少量および極微量含む試料の 105°C, 80°C と、60°C および 40°C 乾燥状態のそれぞれにおいて点載荷強さに違いが見られたのは、試料に含まれるスメクタイトの結晶水が 105±3°C および 80±3°C では脱水されるが、60±3°C および 40±3°C では脱水されないため、点載荷強さは、より高温の乾燥状態では大きく、より低温の乾燥状態では小さくなったと考えられる。また、スメクタイトを少量および極微量含む試料の点載荷強さは、80°C 乾燥状態よりも 105°C 乾燥状態の方が大きい。これは、80°C 乾燥状態では 105°C 乾燥状態に比べてスメクタイトの結晶水が脱水されず、105°C 乾燥状態よりも結晶水が残存しているためと考えられる。一方、60°C および 40°C 乾燥状態における点載荷強さに有意な差が見られないのは、試料を低温で乾燥したことにより、スメクタイトの結晶水が脱水されなかったためと考えられる。したがって、60°C および 40°C 乾燥状態における点載荷強さがスメクタイトを含む試料本来の測定結果であると考えられる。

したがって、スメクタイトを含む岩石は 60°C 以下で乾燥することが望ましいと考えられる。

#### 4.3.4 円柱(縦)点載荷強さの測定結果のばらつき

一般に、データのばらつき度を判断するには標準偏差や変動係数が用いられる。標準偏差が大きいほど測定結果の変動度合いが大きいとされるが、標準偏差の大きさは原変量の大きさによって左右される。すなわち、一軸圧縮試験の



ように点載荷強さ試験よりも大きい強さの値が得られる場合、これら試験の強さの標準偏差を比較しただけでは、どちらの試験結果がより変動が大きいかの判断はつかない。そのため、本研究では、変動係数を用いて点載荷強さの測定結果のばらつきを検討した。

変動係数とは、測定結果のばらつきを相対的に表し、変動係数が大きいほど測定結果のばらつきの度合いが大きいとされる。変動係数は、標準偏差を強さの平均値で除したもので、次式によって算出される。

$$C_v = \frac{s}{x} \times 100 \quad (4.1)$$

ここで、 $C_v$ は変動係数（%）、 $s$ は標準偏差（MPa）、 $x$ は強さの平均値（ここでは点載荷強さ；MPa）である。

供試体の強制乾燥状態 4 ケース（105°C、80°C、60°C および 40°C 乾燥状態）および強制湿潤状態における円柱（縦）点載荷強さの変動係数を **Table 4.4** および **Fig. 4.6** に示す。

点載荷強さのばらつきは、変動係数から、いずれの試料も各乾燥温度における強制乾燥状態よりも強制湿潤状態の方が大きい傾向がある。これは、膨潤性粘土鉱物であるスメクタイトが強制湿潤状態によって吸水膨潤した影響と考えられる。

スメクタイトを少量および極微量含む試料の 105°C、80°C と、60°C および 40°C 乾燥状態のそれぞれにおいて点載荷強さの変動係数に違いが見られたのは、点載荷強さの測定結果と同様のことが言えると考えられる。すなわち、試料を 105±3°C および 80±3°C で乾燥した場合には、スメクタイトの結晶水の脱水により、スメクタイト本来の膨潤する性質が失われ、強さのばらつきがあまり見られず、点載荷強さの変動係数が小さくなったと考えられる。一方、試料を 60±3°C および 40±3°C で乾燥した場合には、スメクタイトの結晶水が脱水されず、スメクタイトを含む試料本来のばらつきが大きく見られる結果となったと考えられる。60°C および 40°C 乾燥状態における点載荷強さの変動係数に有意な差が見られないのも、両乾燥温度において点載荷強さに有意な差が見られないことと同様に、変動係数にも差が見られなかったと考えられる。したがって、点載荷

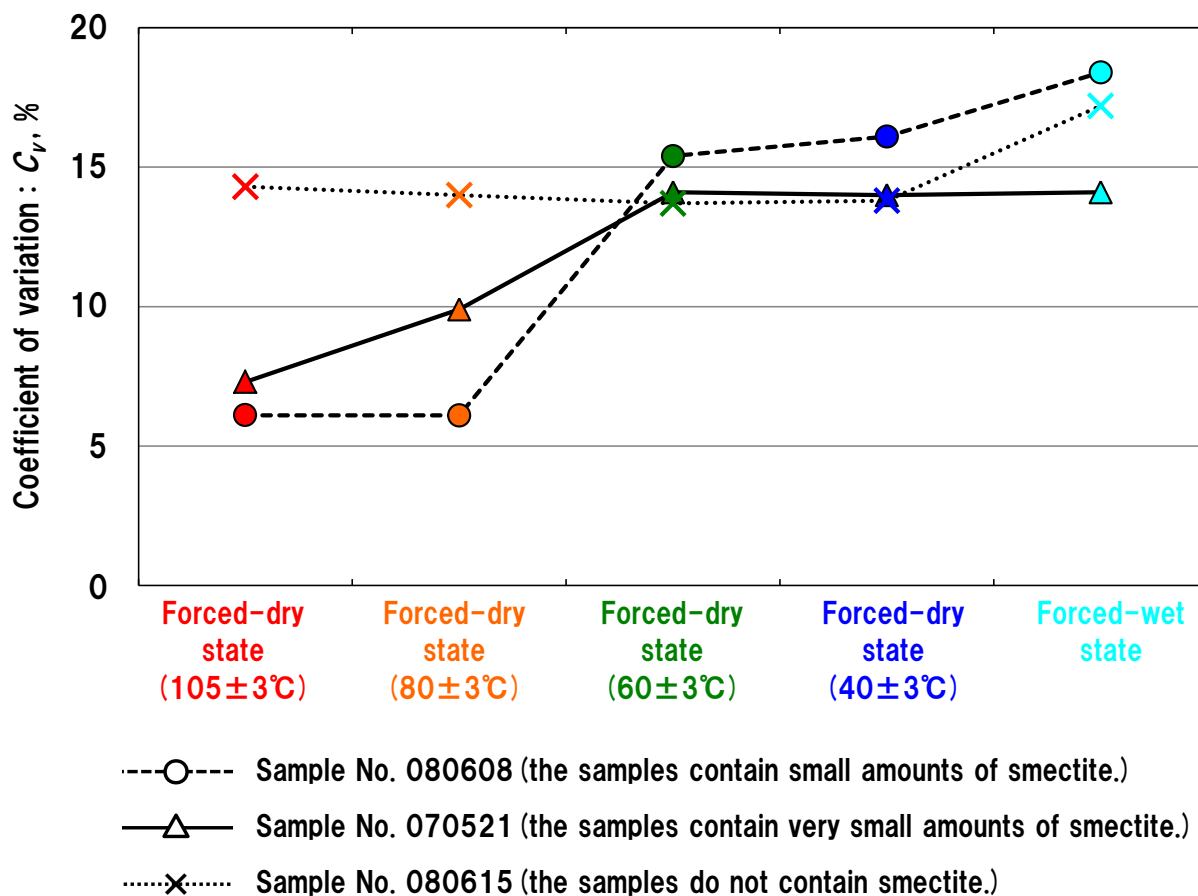


Fig. 4.6 Coefficient of variations of axial point load strength in the forced-dry and forced-wet states.

強制乾燥状態および強制湿潤状態における円柱(縦)点載荷強さの変動係数

強さのばらつきは60°Cおよび40°C乾燥状態よりも105°Cおよび80°C乾燥状態の方が小さいが、スメクタイトを含む試料本来の測定結果を得ていることから、前者の乾燥温度が望ましいと考えられる。

スメクタイトを含まない試料は、いずれの乾燥温度においてもスメクタイトの膨潤の影響を受けないため、点載荷強さの変動係数に有意な差が見られなかったと考えられる。

このように、スメクタイトなどの膨潤性粘土鉱物を含む試料における乾燥温度の違いは、点載荷強さのばらつきに影響を与える要因の一つであると考えられる。

#### 4.3.5 円柱(縦)点載荷強さの統計的性質と供試体個数

点載荷強さ試験における供試体個数は点載荷強さの変動係数の大きさに強く影響される。強さの分布が正規分布で近似できるとすれば (Fig. 4.7), 信頼度

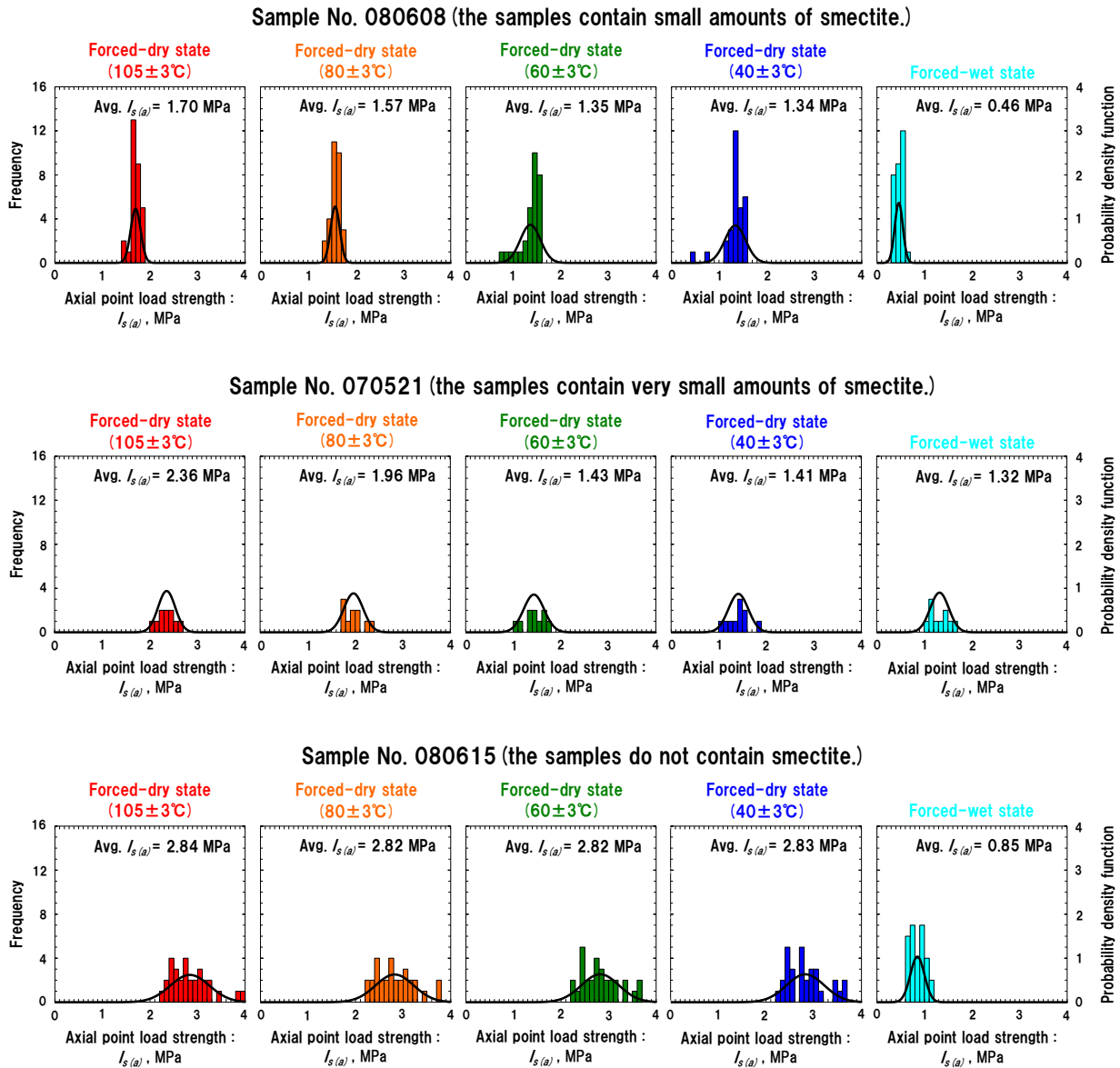


Fig. 4.7 Histograms and probability density functions of axial point load strengths in the forced-dry and forced-wet states.

強制乾燥状態および強制湿潤状態における円柱(縦)点載荷強さのヒストグラムと確率密度関数

95%での片側信頼区間が平均値の25%以内にするために必要な供試体個数  $N$  は、統計的推定の問題として  $t$  分布を用いて求められる。変動係数が10%前後の場合、 $N = 3$  個であるが、20%前後になると  $N = 5$  個程度、さらに、30%前後になると  $N = 10$  個程度が要求される<sup>27)</sup>。点載荷強さの変動係数と供試体個数 (Tables 4.3 and 4.4) から、いずれの試験結果も変動係数に見合った供試体個数を用意しているため、平均値の信頼区間が狭く、試料における岩石の強さの特徴を正確に捉えている。

このように、点載荷強さ試験において、必要な供試体個数は、試験後の変動係数の値によって明らかになるため、試験をおこなう前に必要な供試体個数を決定することは難しい。そこで、点載荷強さ試験をおこなう前に、試験に必要とされる供試体個数の目安を決定するため、本研究で用いたモルデナイト帯軽石凝灰岩および細粒凝灰岩以外のスメクタイトを含む岩石について円柱(縦)点

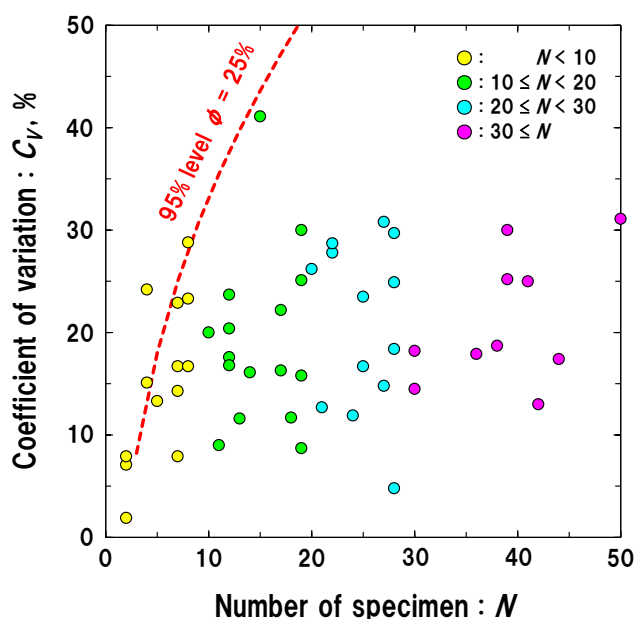


Fig. 4.8 Relationship between number of specimen and coefficient of variation of axial point load strength test of various smectite-bearing hydrothermally altered rocks.

スメクタイトを含む様々な熱水変質岩の円柱(縦)点載荷強さ試験における供試体個数と変動係数との関係

載荷強さ試験（供試体個数：合計 1,024 個）をおこない、その結果から得られた供試体個数と変動係数の関係を Fig. 4.8 に示す。この図は、信頼度 95%での片側信頼区間の平均値に対する百分率 $\phi$ （ここでは、 $\phi = 25\%$ ）が、供試体個数  $N$  によってどのように変化するのかわを示したものである。供試体個数  $N$  が  $N < 10$  の範囲では、変動係数が 20%を超える試料や $\phi = 25\%$ の境界付近に多数存在しているが、 $10 \leq N$ の範囲では、全ての試料において、変動係数に見合った供試体個数を用意している。

前述のように、一般に、点載荷強さ試験は 10 個以上の供試体個数でおこなわれることが多く<sup>6),14),16),17)</sup>、本研究においてもスメクタイトを極微量含む試料の供試体個数は 10 個であり、変動係数に見合った供試体個数を用意しているが、今後、スメクタイトを含む岩石において点載荷強さ試験をおこなう場合、供試体個数は 10 個以上用意することが望ましいと考えられる。また、試験前に、用意した供試体個数から推定される変動係数よりも試験後に得られた変動係数が大きい場合には、供試体個数を増やして、追加試験をおこなう必要がある。

#### 4.4 まとめ

円柱(縦)点載荷強さ試験におけるスメクタイトを含む岩石の乾燥方法、飽和方法および供試体個数と、点載荷強さ試験方法を検討した結果をまとめると次のとおりである。

- 1) スメクタイトを含む岩石の強制乾燥状態における点載荷強さを正確に求めるためには、供試体を 60°C 以下で 4 日以上一定質量になるまで乾燥することが望ましいと考えられる。
- 2) スメクタイトを含む岩石の強制湿潤状態における点載荷強さを正確に求めるためには、浸水崩壊の恐れがある岩石試料の場合は、供試体を水に 15 日以上一定質量になるまで浸すことが望ましいと考えられる。
- 3) スメクタイトを含む岩石の点載荷強さは、105°C 乾燥状態で最も大きく、次いで 80°C 乾燥状態で大きく、60°C および 40°C 乾燥状態ではほぼ同じである。また、スメクタイトを含まない岩石の点載荷強さに対しては、いずれの乾燥温度においても有意な差が見られない。

- 4) スメクタイトを含む岩石の点載荷強さのばらつきは、変動係数によると、105°Cおよび80°C乾燥状態の方が60°Cおよび40°C乾燥状態よりも小さい。また、スメクタイトを含まない岩石の点載荷強さのばらつきに対しては、いずれの乾燥温度においても有意な差が見られない。
- 5) スメクタイトを含む岩石における乾燥温度の違いは、点載荷強さとそのばらつきに影響を与える要因の一つである。
- 6) スメクタイトを含む岩石において点載荷強さ試験をおこなう場合、供試体個数は10個以上用意することが望ましいと考えられる。
- 7) スメクタイトを含む岩石の点載荷強さは、岩石の点載荷強さに関わる研究の場合、60°C以下の強制乾燥状態および強制湿潤状態の両含水状態で評価することが望ましいと考えられる。

## 第5章 点載荷強さ試験に基づく熱水変質岩の力学特性

### 5.1 岩石試料

岩石試料である熱水変質岩は、北東部北海道オホーツク総合振興局紋別郡遠軽町生田原地域および北見市留辺蘂町旭西地域と、釧路総合振興局川上郡弟子屈町奥春別地域 (Figs. 5.1, 5.2, and 5.3) における化石熱水地域の地表からハンマーなどを使用して採集した。

生田原地域における岩石試料は、生田原市街地東部の生田原層細粒凝灰岩の露頭、生田原市街地東部に掘削された地すべり調査用の垂直ボーリング H17 F-1, H17 F-2, H17 I-1 および H17 I-2 号孔のコア試料 (生田原層軽石凝灰岩および凝灰質礫岩)、生田原安国地域の生田原層軽石凝灰岩と、生田原豊原地域の生田原層凝灰質泥岩および凝灰質砂岩の露頭から採集した (Fig. 5.1)。旭西地域における岩石試料は、留辺蘂市街地西部の小松沢層細粒凝灰岩泥岩互層の露頭および軽石流堆積物 (溶結凝灰岩) の転石から採集した (Fig. 5.2)。奥春別地域における岩石試料は、オテシカウシナイ層、ハナクシベ層およびシケレペ層の火砕岩および砕屑岩の露頭や転石と、志計礼辺山溶岩のデイサイトの転石から採集した (Fig. 5.3)。

熱水変質鉱物は主に XRD 試験による不定方位および定方位 XRD データによって同定した (Figs. 5.4–5.8)。熱水変質帯は、熱水変質岩の鉱物組合せに基づくくと、アルナイト–石英帯 (Alunite-quartz zone)、ディッカイト帯 (Dickite zone)、ハロイサイト帯 (Halloysite zone)、プロピライト帯 (Propylitic zone)、カリ長石帯 (K-feldspar zone)、イライト帯 (Illite zone)、イライト/スメクタイト混合層鉱物帯 (Interstratified illite/smectite mineral zone)、クローライト/スメクタイト混合層鉱物帯 (Interstratified chlorite/smectite mineral zone)、スメクタイト帯 (Smectite zone)、ローモンタイト帯 (Laumontite zone)、アナルサイト帯 (Analcite zone)、ヒューランダイト帯 (Heulandite zone)、モルデナイト帯 (Mordenite zone)、クリノタイロライト帯 (Clinoptilolite zone) およびスティルバイト帯 (Stilbite zone) の 15 帯に分類できる (Figs. 5.4–5.9)。

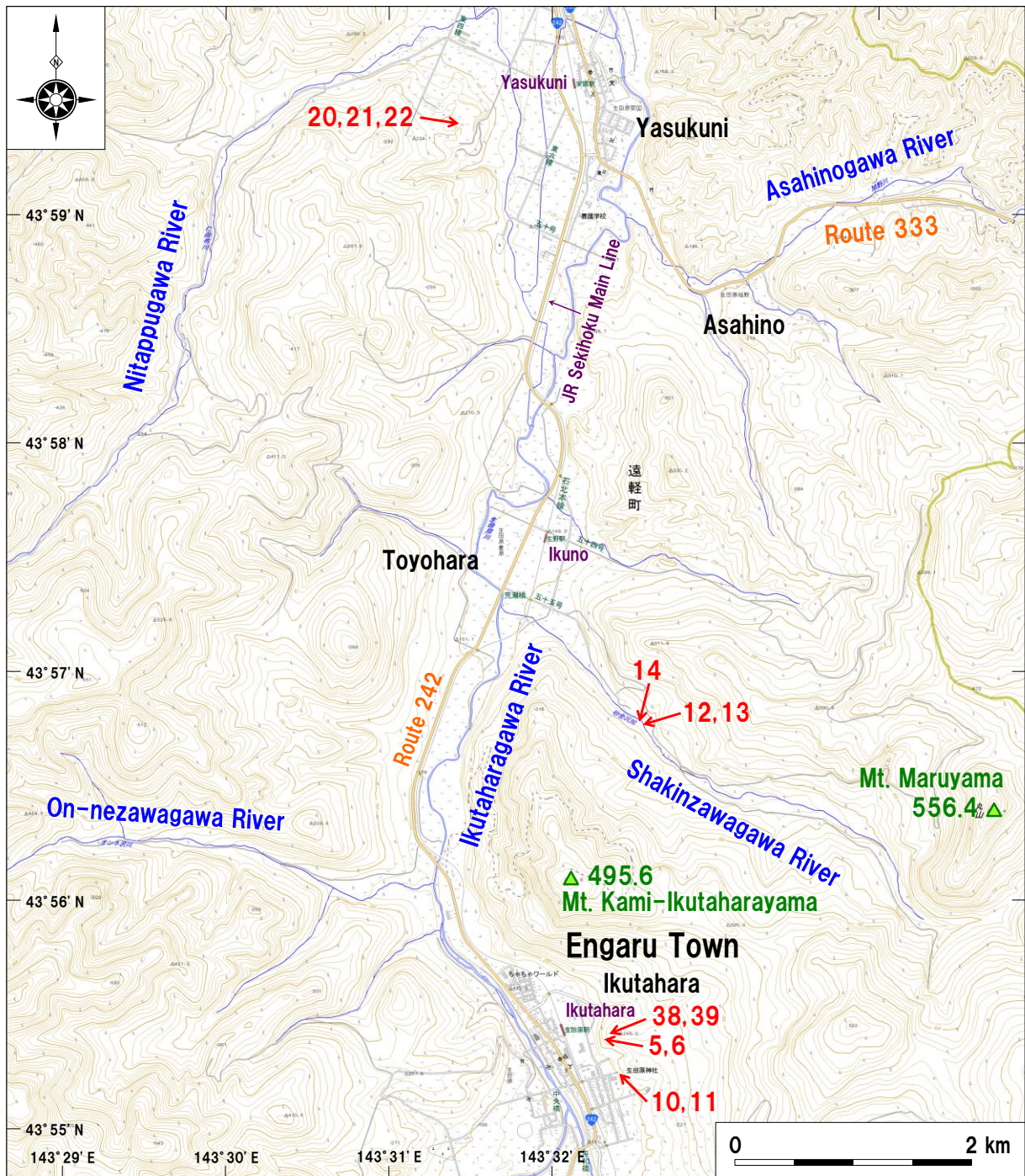


Fig. 5.1 Sampling site map of the Ikutahara area in Engaru Town. The topographical map is Digital Japan Basic Map (Map Information)<sup>55)</sup> from the Geospatial Information Authority of Japan. Numbers correspond to “Rock code” in Tables 5.1–5.4, 6.1, and 6.2.

生田原地域における試料採集箇所（電子国土基本図（地図情報）<sup>55)</sup>に加筆）



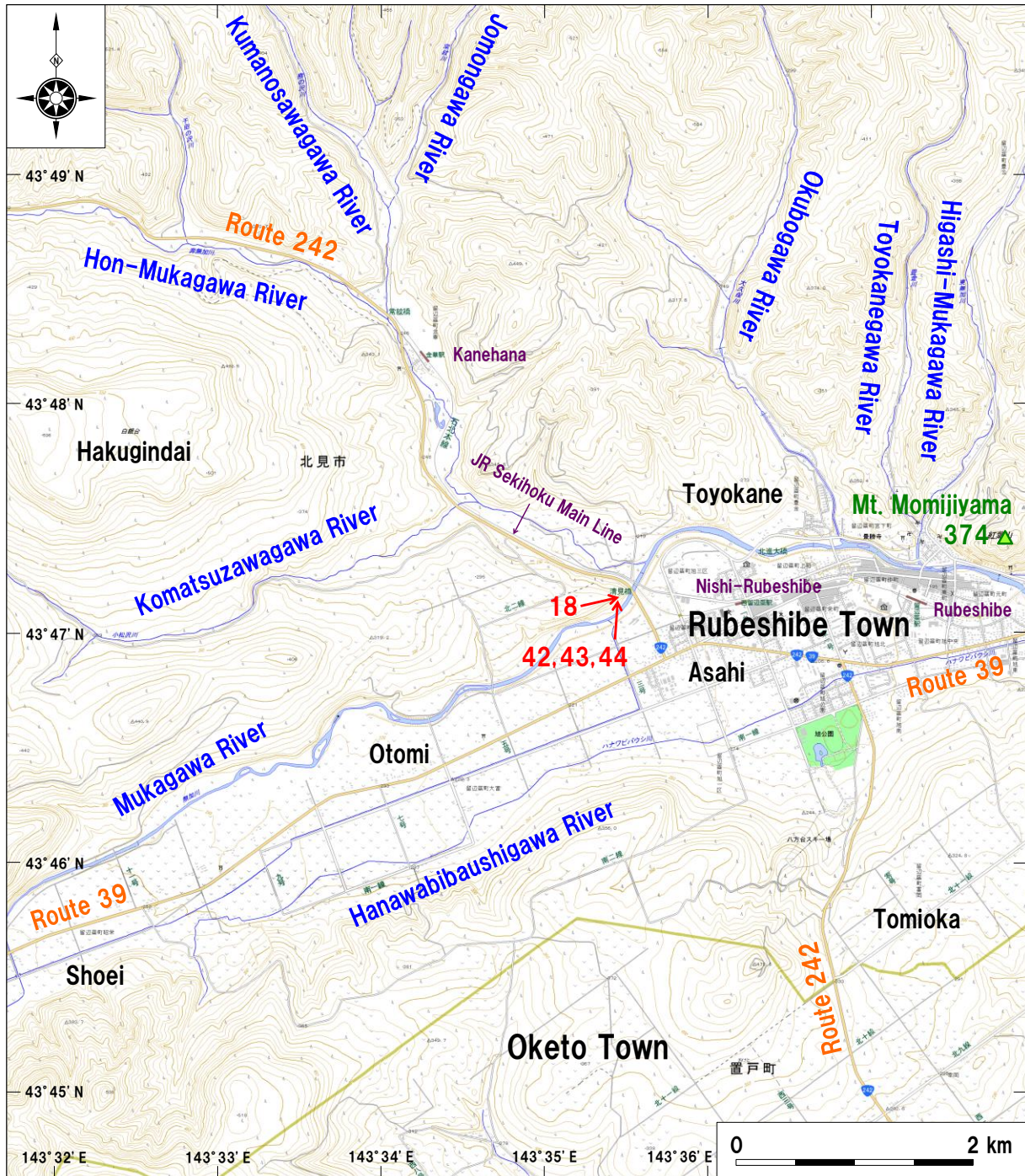


Fig. 5.2 Sampling site map of the Asahi-Nishi area in Rubeshibe Town, Kitami City. The topographical map is Digital Japan Basic Map (Map Information)<sup>55)</sup> from the Geospatial Information Authority of Japan. Numbers correspond to “Rock code” in Tables 5.1–5.4, 6.1, and 6.2. 旭西地域における試料採集箇所（電子国土基本図（地図情報）<sup>55)</sup>に加筆）

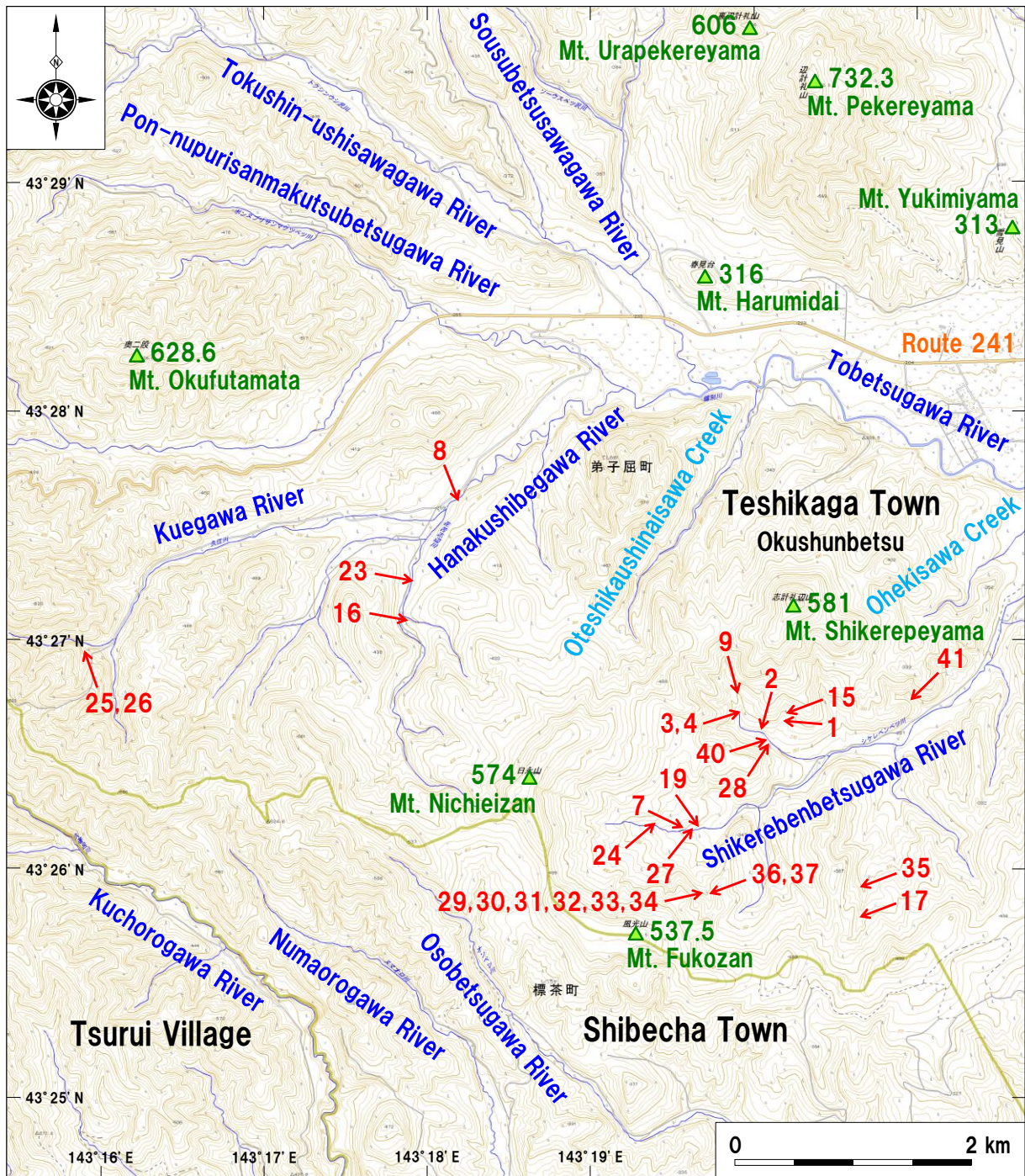


Fig. 5.3 Sampling site map of the Okushunbetsu area in Teshikaga Town. The topographical map is Digital Japan Basic Map (Map Information)<sup>55)</sup> from the Geospatial Information Authority of Japan. Numbers correspond to “Rock code” in Tables 5.1–5.4, 6.1, and 6.2.

奥春別地域における試料採集箇所（電子国土基本図（地図情報）<sup>55)</sup>に加筆）

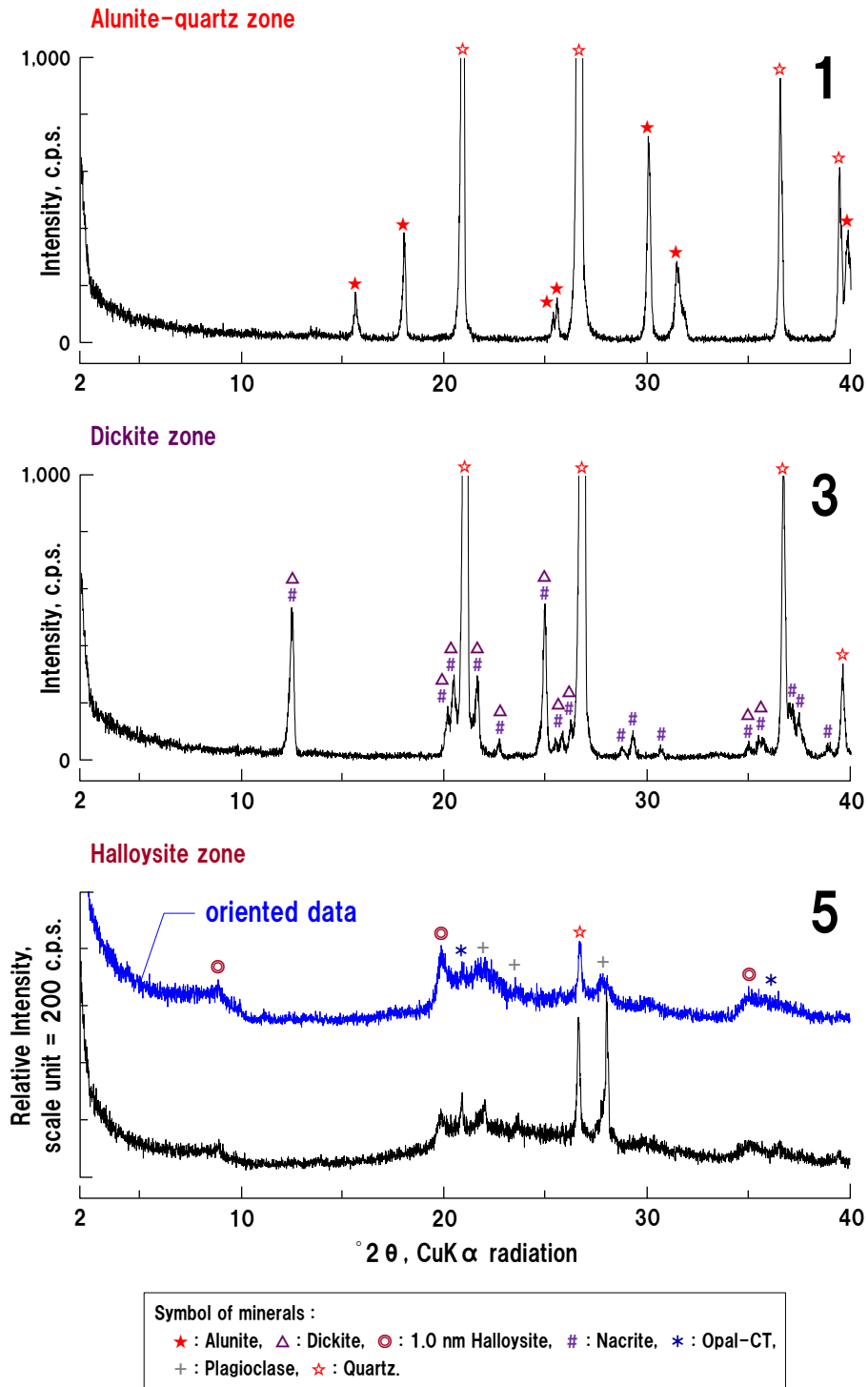


Fig. 5.4 Unoriented and oriented XRD patterns of hydrothermally altered rocks. Numbers correspond to “Rock code” in Tables 5.1–5.4 and 6.1.

熱水変質岩の不定方位（一部定方位）XRDパターン

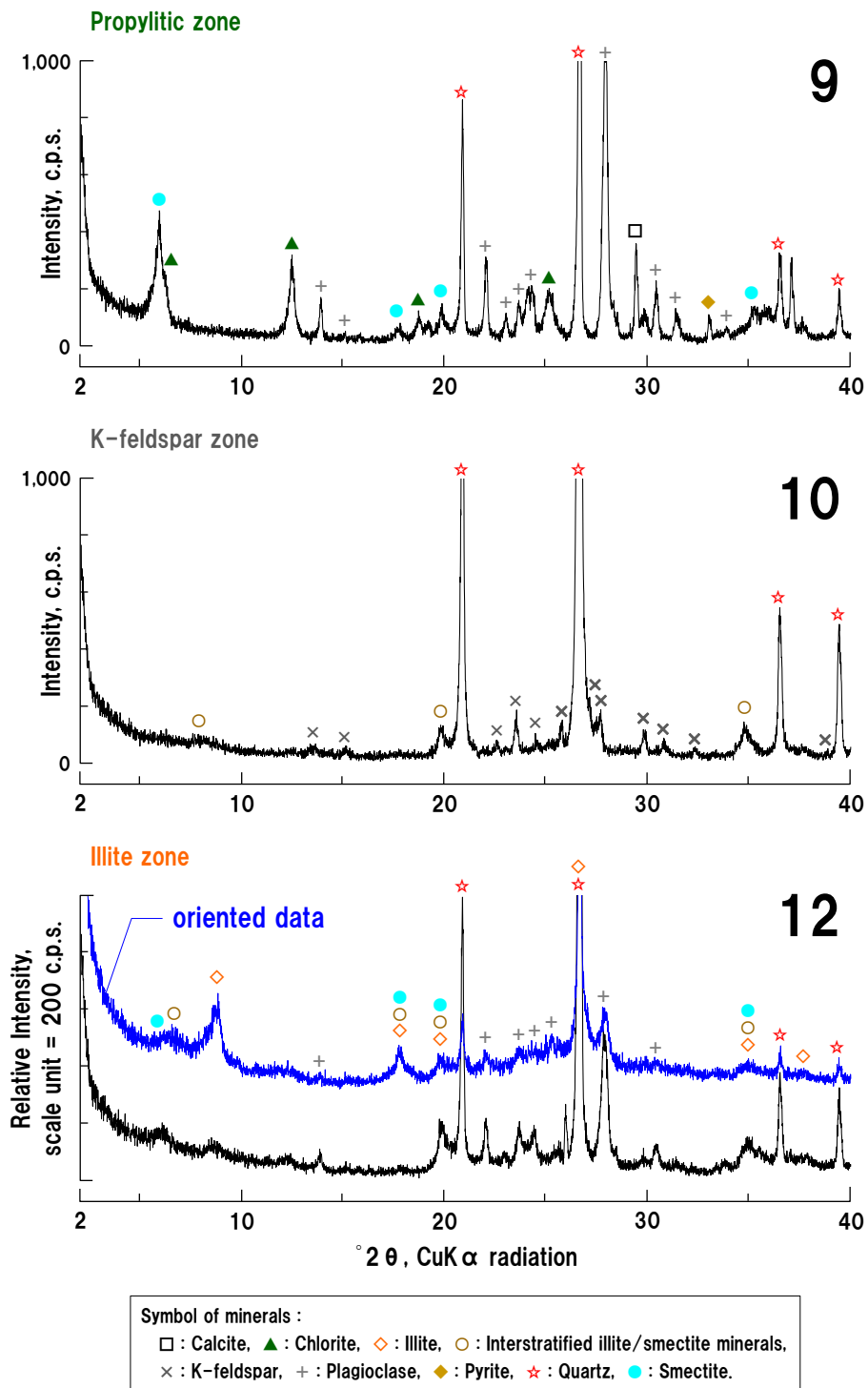


Fig. 5.5 Unoriented and oriented XRD patterns of hydrothermally altered rocks. Numbers correspond to “Rock code” in Tables 5.1–5.4 and 6.1.

熱水変質岩の不定方位（一部定方位）XRDパターン

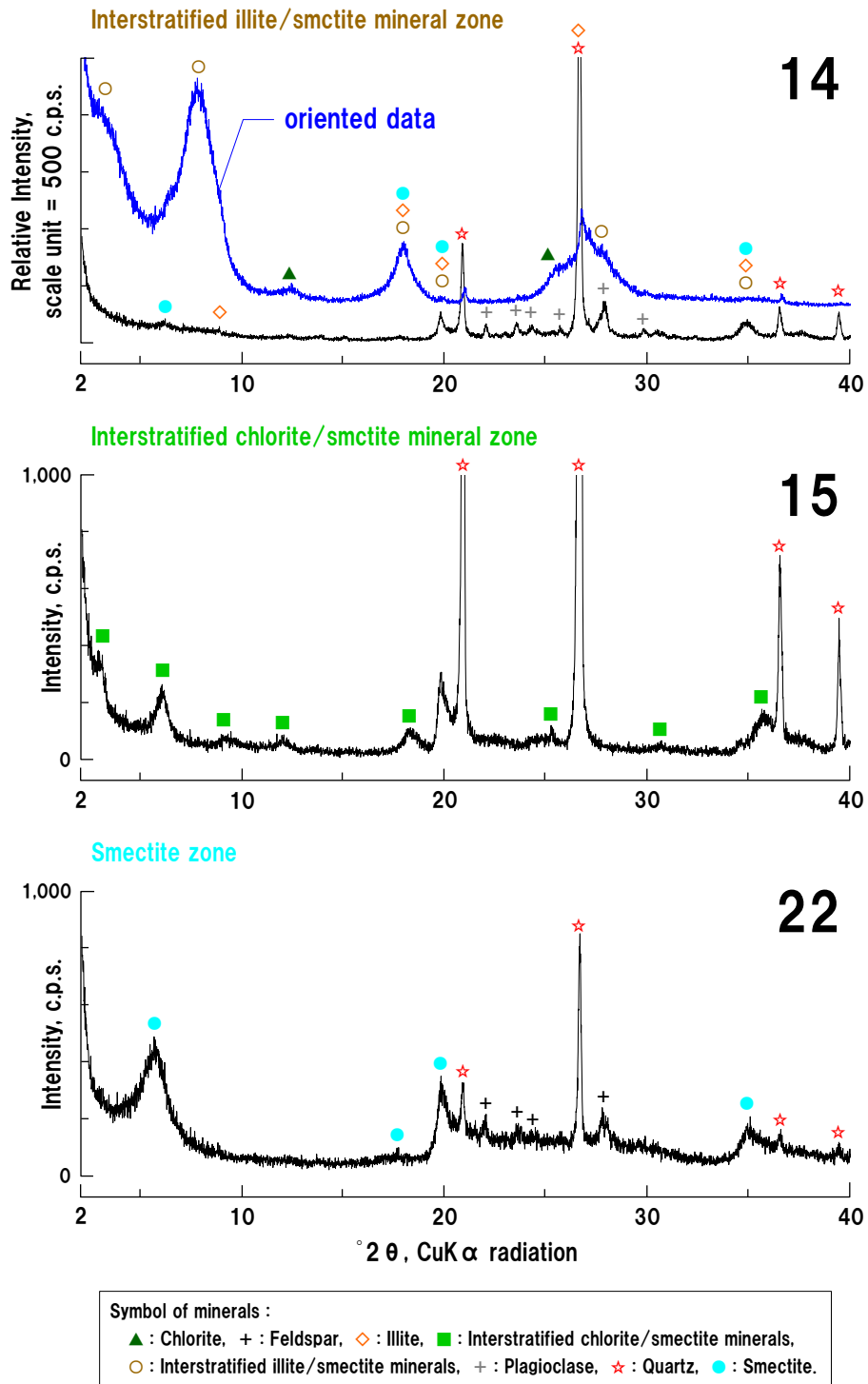


Fig. 5.6 Unoriented and oriented XRD patterns of hydrothermally altered rocks. Numbers correspond to “Rock code” in Tables 5.1–5.4, 6.1, and 6.2.

熱水変質岩の不定方位（一部定方位）XRDパターン

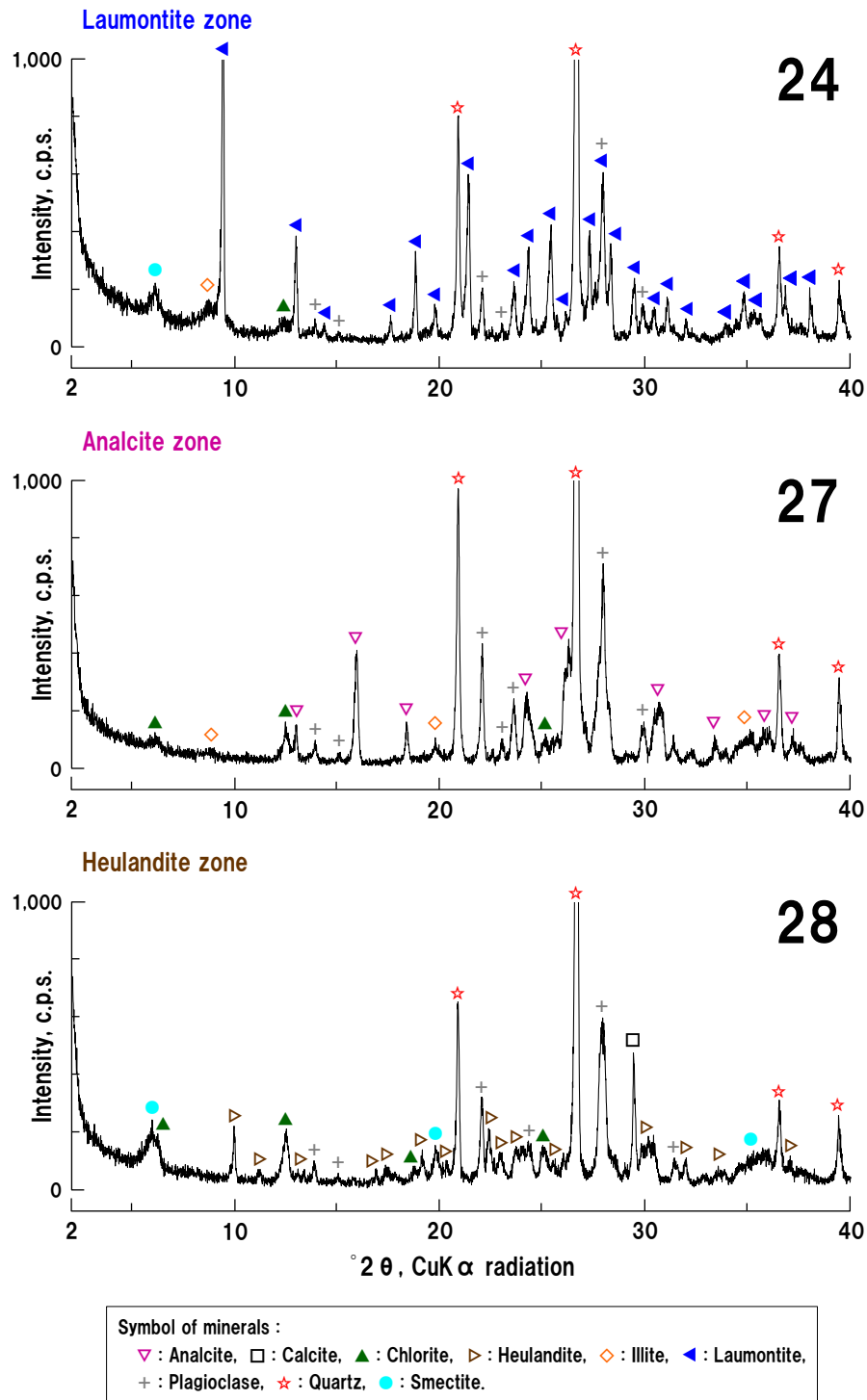


Fig. 5.7 Unoriented XRD patterns of hydrothermally altered rocks. Numbers correspond to “Rock code” in Tables 5.1–5.4, 6.1, and 6.2.

熱水変質岩の不定方位 XRD パターン

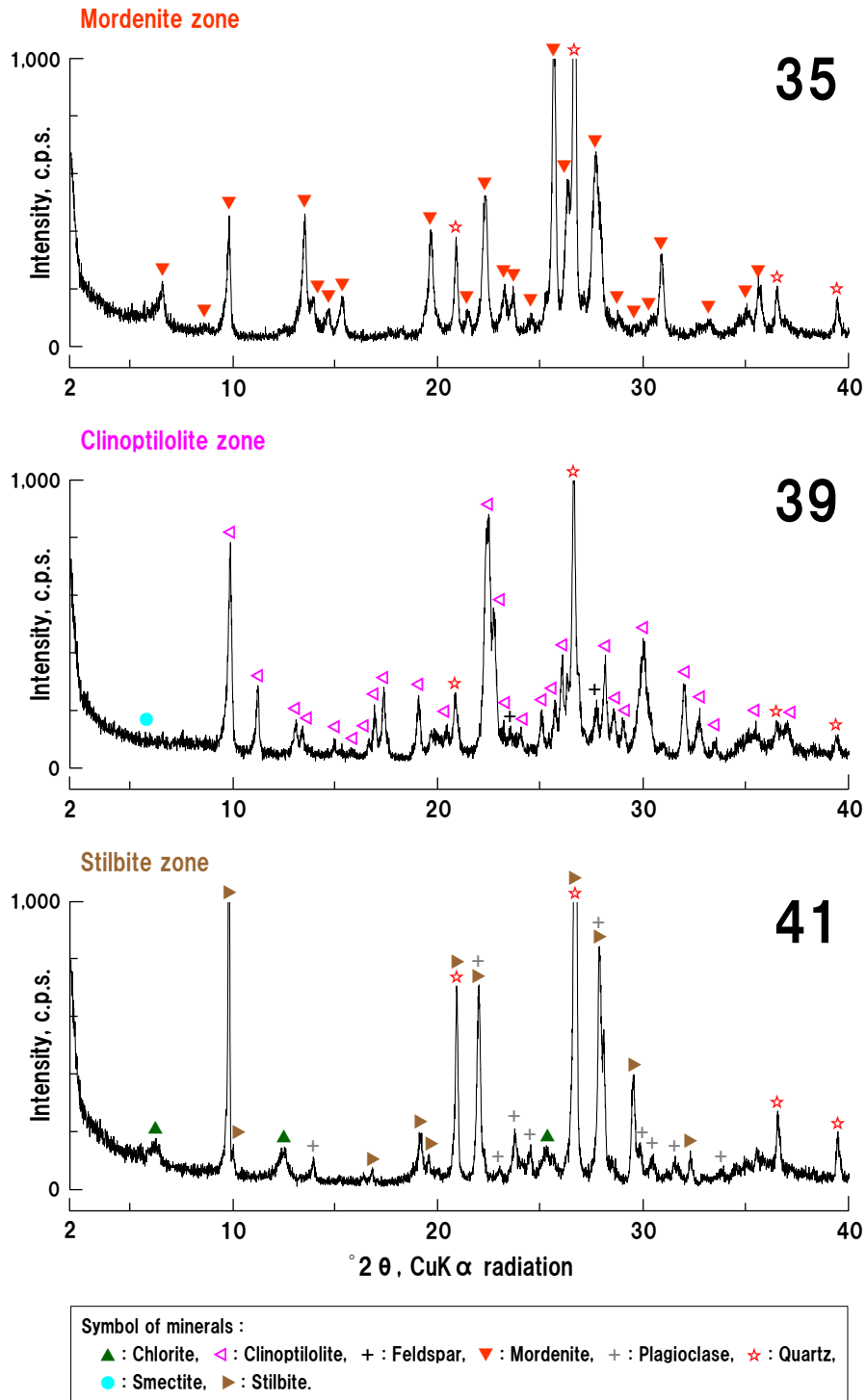
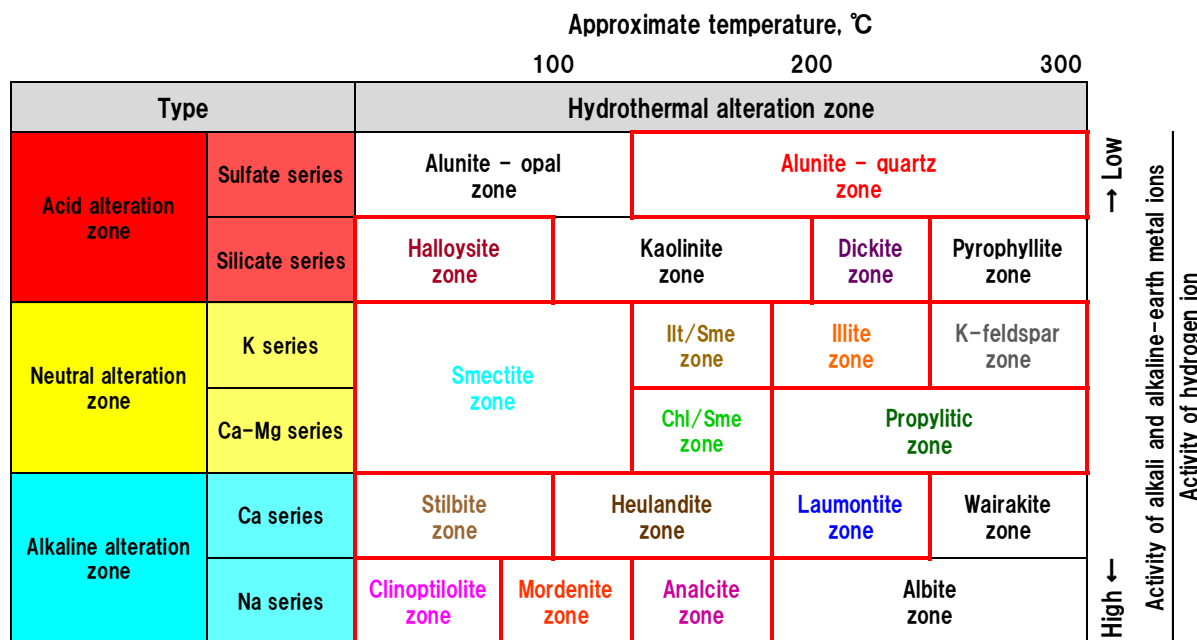


Fig. 5.8 Unoriented XRD patterns of hydrothermally altered rocks. Numbers correspond to “Rock code” in Tables 5.1–5.4, 6.1, and 6.2.

熱水変質岩の不定方位 XRD パターン



Hydrothermal alteration zones examined in this study are shown with red borders.

Ill/Sme zone : Interstratified illite/smectite mineral zone,

Chl/Sme zone : Interstratified chlorite/smectite mineral zone.

Fig. 5.9 Classification of hydrothermal alteration zones based on temperature and activity ratio of aqueous cation species in the hydrothermal solution (modified from Utada, 1980<sup>56</sup>).

熱水変質帯の分類 (Utada, 1980<sup>56</sup>)を一部修正)

これらの熱水変質帯における熱水変質岩の試料採集箇所，熱水変質帯，岩種および半定量的鉱物組成と，乾燥密度，飽和密度，吸水率および有効間隙率の物理特性をそれぞれ Tables 5.1 and 5.2 に示す．岩石試料の乾燥密度，飽和密度，吸水率および有効間隙率の平均値は，それぞれ，0.599～2.518 g/cm<sup>3</sup>，1.334～2.594 g/cm<sup>3</sup>，3.02～123.34%および7.55～74.91%の範囲にあり，いずれの物理特性との間にも非常に高い相関が見られる (Fig. 5.10)．乾燥密度および飽和密度は，ローモンタイト帯凝灰質礫岩が最も大きく，スメクタイト帯細粒凝灰岩が最も小さい．また，吸水率および間隙率は，スメクタイト帯細粒凝灰岩が最も大きく，ローモンタイト帯凝灰質礫岩が最も小さい．なお，スメクタイト帯細粒凝灰岩 (Rock code: 18) については，吸水率が123.34%であり，他の試料に比べて非常に大きいため，Fig. 5.10 には示していない．



Table 5.1 Sampling site, rock type, semi-quantitative mineral composition, and hydrothermal alteration zone of hydrothermally altered rocks.

熱水変質岩の試料採集箇所, 岩種, 半定量的鉱物組成および熱水変質帯区分

Rock code	Sampling site	Rock type	Semi-quantitative mineral composition	Hydrothermal alteration zone
1	Okushunbetsu	Dacite	Qz (+) - Alu (+)	Alunite-quartz zone
2	Okushunbetsu	Dacite	Qz (+) - Alu (+) - Kao (-) - Carbonates (-)	Alunite-quartz zone
3	Okushunbetsu	Fine tuff	Qz (+) - Nac (-) - Dck (-)	Dickite zone
4	Okushunbetsu	Fine tuff	Qz (+) - Nac (-) - Dck (-)	Dickite zone
5	Ikutahara	Pumice tuff	Qz (-) - Opl-CT (-) - PI (-) - 1.0 nm Ha (-)	Halloysite zone
6	Ikutahara	Tuffaceous conglomerate	Qz (-) - Opl-CT (-) - PI (-) - 1.0 nm Ha (-)	Halloysite zone
7	Okushunbetsu	Fine tuff	Qz (-) - PI (-) - Chl (+) - Sme and/or Chl/Sme (-)	Propylitic zone
8	Okushunbetsu	Medium tuff	Qz (+) - PI (-) - Ill (-) - Chl (-)	Propylitic zone
9	Okushunbetsu	Lapilli tuff	Qz (+) - PI (-) - Chl (-) - Sme (-) - Py (-)	Propylitic zone
10	Ikutahara	Fine tuff	Qz (+) - Kfs (-) - Chl (?) - Ill/Sme (-) - Sme (?)	K-feldspar zone
11	Ikutahara	Fine tuff	Qz (+) - Kfs (-) - Chl (?) - Ill/Sme (-) - Sme (?)	K-feldspar zone
12	Ikutahara	Tuffaceous sandstone	Qz (+) - PI (-) - Ill (-) - Sme (-) - Ill/Sme (-)	Illite zone
13	Ikutahara	Tuffaceous sandstone	Qz (+) - PI (-) - Ill (-) - Sme (-) - Ill/Sme (-) - Hul-Cpt (-)	Illite zone
14	Ikutahara	Tuffaceous mudstone	Qz (+) - PI (-) - Ill (-) - Chl (-) - Sme (-) - Ill/Sme (-)	Ill/Sme zone
15	Okushunbetsu	Fine tuff	Qz (+) - Chl/Sme (-)	Chl/Sme zone
16	Okushunbetsu	Fine tuff	Qz (+) - Fsp (-) - Sme (-)	Smectite zone
17	Okushunbetsu	Fine tuff	Qz (-) - Opl-A (-) - Fsp (-) - Sme (-) - Mor or Cpt (-)	Smectite zone
18	Asahi-Nishi	Fine tuff	Qz (-) - Opl-A (-) - PI (-) - Sme (-)	Smectite zone
19	Okushunbetsu	Fine tuff	Qz (+) - PI (-) - Sme (-)	Smectite zone
20	Ikutahara	Pumice tuff	Qz (-) - Opl-A (-) - Fsp (-) - Sme (+)	Smectite zone
21	Ikutahara	Pumice tuff	Qz (-) - Opl-A (-) - Fsp (-) - Sme (+)	Smectite zone
22	Ikutahara	Pumice tuff	Qz (-) - Opl-A (-) - Fsp (-) - Sme (+)	Smectite zone
23	Okushunbetsu	Fine tuff	Qz (+) - PI (+) - Sme (-) - Lmt (-)	Laumontite zone
24	Okushunbetsu	Lapilli tuff	Qz (+) - PI (-) - Ill (-) - Chl (-) - Sme (-) - Lmt (+)	Laumontite zone
25	Okushunbetsu	Tuffaceous conglomerate	Qz (-) - PI (+) - Chl (-) - Lmt (-) - Cal (+) - Py (-)	Laumontite zone
26	Okushunbetsu	Tuffaceous conglomerate	Qz (+) - PI (+) - Chl (-) - Sme (-) - Lmt (-) - Cal (-)	Laumontite zone
27	Okushunbetsu	Fine tuff	Qz (+) - PI (-) - Ill (-) - Chl (-) - Anl (+)	Analcite zone
28	Okushunbetsu	Lapilli tuff	Qz (-) - PI (-) - Chl (-) - Sme (-) - Hul (-) - Cal (-)	Heulandite zone
29	Okushunbetsu	Fine tuff	Qz (-) - Fsp (-) - Sme (-) - Mor (+) - Cpt (-)	Mordenite zone
30	Okushunbetsu	Fine tuff	Qz (-) - Fsp (-) - Sme (-) - Mor (+) - Cpt (-)	Mordenite zone
31	Okushunbetsu	Fine tuff	Qz (-) - Fsp (-) - Sme (-) - Mor (+) - Py (-)	Mordenite zone
32	Okushunbetsu	Fine tuff	Qz (-) - Fsp (-) - Sme (-) - Mor (+)	Mordenite zone
33	Okushunbetsu	Fine tuff	Qz (-) - Fsp (-) - Sme (-) - Mor (+)	Mordenite zone
34	Okushunbetsu	Fine tuff	Qz (+) - Fsp (-) - Sme (-) - Mor (+)	Mordenite zone
35	Okushunbetsu	Fine tuff	Qz (-) - Mor (+)	Mordenite zone
36	Okushunbetsu	Pumice tuff	Qz (+) - Fsp (-) - Sme (-) - Mor (+) - Lmt (-)	Mordenite zone
37	Okushunbetsu	Pumice tuff	Qz (-) - Fsp (-) - Sme (-) - Mor (+) - Lmt (-)	Mordenite zone
38	Ikutahara	Fine tuff	Qz (-) - Fsp (-) - Sme (-) - Cpt (+)	Clinoptilolite zone
39	Ikutahara	Fine tuff	Qz (+) - Fsp (-) - Sme (-) - Cpt (-)	Clinoptilolite zone
40	Okushunbetsu	Fine tuff	Qz (+) - PI (-) - Sme (-) - Cpt (-)	Clinoptilolite zone
41	Okushunbetsu	Tuffaceous sandstone	Qz (+) - PI (-) - Chl (-) - Sme and/or Chl/Sme (-) - Stb (+)	Stilbite zone
42	Asahi-Nishi	Welded tuff	Qz (-) - Opl-A (-) - Opl-CT (-) - PI (+)	Least altered zone
43	Asahi-Nishi	Welded tuff	$\alpha$ Crs (+) - $\beta$ Crs (-) - PI (+) - Kfs (-)	Least altered zone
44	Asahi-Nishi	Welded tuff	Opl-A (-) - Opl-CT (-) - PI (-)	Least altered zone

Abbreviations : Alu=Alunite, Anl=Analcite, Cal=Calcite, Chl=Chlorite, Chl/Sme=Interstratified chlorite/smectite minerals, Chl/Sme zone=Interstratified chlorite/smectite mineral zone, Cpt=Clinoptilolite, Crs=Cristobalite, Dck=Dickite, Fsp=Feldspar, Ha=Halloysite, Hul=Heulandite, Hul-Cpt=Heulandite-clinoptilolite series minerals, Ill=Illite, Ill/Sme=Interstratified illite/smectite minerals, Ill/Sme zone=Interstratified illite/smectite mineral zone, Kao=Kaolin minerals, Kfs=K-feldspar, Lmt=Laumontite, Mor=Mordenite, Nac=Nacrite, Opl-A=Opal-A, Opl-CT=Opal-CT, PI=Plagioclase, Py=Pyrite, Qz=Quartz, Sme=Smectite, Stb=Stilbite. + : Large amounts, - : Small amounts.

Table 5.2 Dry density, saturated density, water absorption, and effective porosity of hydrothermally altered rocks.

熱水変質岩の乾燥密度，飽和密度，吸水率および有効間隙率

Rock code	Dry density, g/cm <sup>3</sup>	Saturated density, g/cm <sup>3</sup>	Water absorption, %	Effective porosity, %
1	1.505	1.911	27.07	43.40
2	2.177	2.307	5.98	13.14
3	1.744	2.070	18.67	33.08
4	1.738	2.076	21.17	33.35
5	1.358	1.809	25.69	38.02
6	1.698	1.788	18.39	28.64
7	1.762	2.072	29.44	30.96
8	1.891	2.124	12.37	24.11
9	1.979	2.218	12.08	24.17
10	1.935	2.161	11.72	22.94
11	1.858	2.120	14.07	26.22
12	1.525	1.811	18.72	30.97
13	1.533	1.804	17.69	29.55
14	1.813	2.087	17.09	27.66
15	1.399	1.827	34.17	45.78
16	-	2.039	19.29	36.42
17	1.310	-	34.94	47.74
18	0.599	1.334	123.34	74.91
19	1.353	1.834	37.75	48.20
20	1.079	1.563	44.94	52.23
21	1.094	1.552	41.90	48.77
22	1.279	1.690	32.13	42.99
23	1.550	1.944	25.09	39.31
24	1.461	1.829	25.31	38.71
25	2.518	2.594	3.02	7.55
26	2.309	2.420	4.82	11.12
27	1.526	1.947	31.05	42.20
28	1.772	2.054	18.84	28.36
29	1.284	1.728	34.84	44.56
30	1.191	1.749	37.53	48.62
31	1.263	1.642	39.38	48.17
32	1.242	1.682	39.00	48.94
33	1.240	1.684	39.06	49.15
34	1.185	1.683	41.24	51.96
35	1.219	1.641	39.53	49.12
36	1.067	1.599	51.14	56.15
37	1.156	1.670	45.30	51.90
38	1.226	1.663	46.42	45.57
39	1.214	1.675	39.87	47.24
40	1.518	1.966	24.42	40.02
41	1.622	1.938	19.50	32.21
42	1.648	1.984	20.38	35.23
43	1.616	1.959	21.27	36.28
44	1.671	2.003	23.90	35.16



## 5.3 結果および考察

### 5.3.1 熱水変質岩の点載荷強さ

熱水変質岩の強制乾燥状態および強制湿潤状態における円柱(縦)および不定形点載荷強さを Tables 5.3 and 5.4 および Fig. 5.11 に示す.

強制乾燥状態における円柱(縦)点載荷強さの平均値は, アルナイトー石英帯デイサイトが 4.85 MPa で最も大きく, スメクタイト帯軽石凝灰岩が 0.18 MPa で最も小さい. また, 強制湿潤状態における円柱(縦)点載荷強さの平均値はいずれの熱水変質岩においても強制乾燥状態のデータより小さく, アルナイトー石英帯デイサイトが 2.43 MPa で最も大きく, スメクタイト帯軽石凝灰岩が 0.09 MPa で最も小さい (Table 5.3 および Fig. 5.11). 一方, 強制乾燥状態における不定形点載荷強さの平均値は, ローモンタイト帯凝灰質礫岩が 8.20 MPa で最も大きく, スメクタイト帯軽石凝灰岩が 0.25 MPa で最も小さい. また, 強制湿潤状態における不定形点載荷強さの平均値は, カリ長石帯細粒凝灰岩が 7.19 MPa で最も大きく, スメクタイト帯軽石凝灰岩が 0.06 MPa で最も小さい (Table 5.4 および Fig. 5.11). 強制湿潤状態における不定形点載荷強さの平均値は, カリ長石帯細粒凝灰岩 (Rock code: 10) を除くと, いずれも強制乾燥状態のデータよりも小さい. なお, アルナイトー石英帯については, いずれの点載荷強さも強制乾燥状態と強制湿潤状態において有意な差は見られない.

円柱(縦)および不定形点載荷強さは, いずれも後者の方が大きい, これは, これらの算定式が異なることが影響したと考えられる. すなわち, (3.6)式および(3.9)式の違いは, 供試体の寸法の尺度の違いを表し, (3.6)式ではそれを最小断面積と等しい断面積を持つコアの直径  $D_c$  の2乗としており, (3.9)式ではそれを載荷点間隔  $D$  の2乗としているからである. なお, デイックイト帯, ハロイサイト帯, イライト帯, クローライト/スメクタイト混合層鉱物帯, アナルサイト帯およびクリノタイロライト帯における強制湿潤状態の円柱(縦)点載荷強さと不定形点載荷強さとの間には, 有意な差は見られない.

円柱(縦)および不定形点載荷強さ試験後における供試体の破壊形態の例を Fig. 5.12 に示す. ISRM Commission (1985)<sup>14)</sup>や ASTM Standards (2001)<sup>15)</sup>では, 点載荷強さ試験後における供試体の破壊形態において, 破壊面が載荷点を含ま

Table 5.3 Numbers of specimens and results of the axial point load strength test in the forced-dry and forced-wet states.

円柱(縦)点載荷強さ試験の供試体個数とその試験結果

Rock code	Loading direction to lamina plane	Forced-dry state				Forced-wet state				Point load strength decrease ratio, %
		<i>N</i>	Avg. $I_{s(a)}$ , MPa	Avg. $I_{s(a)}$ Range, MPa	$C_v$ , %	<i>N</i>	Avg. $I_{s(a)}$ , MPa	Avg. $I_{s(a)}$ Range, MPa	$C_v$ , %	
1		14	1.79*	1.54-2.16	10.6	15	1.51	0.89-1.88	15.2	15.6
2		14	4.85	3.37-6.20	15.5	9	2.43	1.70-3.33	21.8	49.9
3		3	0.39*	0.31-0.42	12.8	3	0.32*	0.28-0.34	9.4	18.0
4		2	0.20*	0.18-0.22	10.0	4	0.17*	0.15-0.20	11.8	15.0
5		5	0.51*	0.46-0.57	9.8	1	0.37*	0.37-0.37	-	27.5
6		3	0.72*	0.67-0.80	8.3	2	0.11*	0.10-0.11	9.1	84.7
7	⊥	20	1.64	0.89-2.52	26.2	21	0.79*	0.55-0.98	12.0	51.8
8		3	2.76*	2.05-3.49	21.4	4	1.34*	1.15-1.61	12.7	51.5
9		36	3.36	2.00-4.45	17.9	24	1.09*	0.77-1.32	11.9	67.6
10	⊥	39	4.64	1.87-7.65	25.2	12	1.52	1.08-2.24	23.7	67.2
11	∥	19	1.95	1.24-2.82	25.1	2	1.59*	1.56-1.62	1.9	18.5
12		38	0.75*	0.40-1.06	18.7	39	0.20*	0.12-0.35	30.0	73.3
13		42	0.77*	0.62-1.05	13.0	41	0.20*	0.09-0.30	25.0	74.0
14	∥	28	1.97	1.11-2.87	24.9	2	0.14*	0.13-0.15	7.1	92.9
15		18	2.01*	1.02-2.44	19.4	19	0.09*	0.03-0.17	44.4	95.5
16	⊥	-	-	-	-	8	0.73*	0.36-0.93	28.8	-
17	⊥	15	0.90*	0.25-1.69	41.1	-	-	-	-	-
18	⊥	17	0.27*	0.17-0.37	22.2	19	0.19*	0.11-0.22	15.8	29.6
19		17	1.35*	1.00-1.79	16.3	19	0.20*	0.10-0.31	30.0	85.2
20		7	0.18*	0.15-0.23	16.7	8	0.06*	0.04-0.08	16.7	66.7
21	⊥	22	0.18	0.11-0.28	27.8	27	0.13*	0.06-0.19	30.8	27.8
22		28	0.38*	0.22-0.50	18.4	25	0.12	0.08-0.17	16.7	68.4
23		22	1.22*	0.59-1.92	28.7	30	0.33*	0.21-0.44	18.2	73.0
24		12	0.49*	0.27-0.61	20.4	10	0.20*	0.13-0.27	20.0	59.2
25		6	3.88	3.29-4.56	14.7	1	1.78	1.78-1.78	-	54.1
26		2	3.82	3.52-4.12	7.9	5	1.28*	1.02-1.44	13.3	66.5
27	⊥	35	0.88*	0.35-1.24	21.6	35	0.20*	0.07-0.32	30.0	77.3
28		28	3.14	2.84-3.45	4.8	27	0.88*	0.43-1.16	14.8	72.0
29		7	3.42	2.42-3.92	14.3	18	0.94*	0.70-1.11	11.7	72.5
30		11	2.77	2.29-3.11	9.0	13	0.69*	0.54-0.82	11.6	75.1
31		19	2.77	2.31-3.09	8.7	7	0.48*	0.33-0.61	22.9	82.7
32		12	1.67	1.29-2.34	16.8	1	0.51*	0.51-0.51	-	69.5
33		14	1.43*	1.01-1.78	16.1	4	0.53*	0.47-0.66	15.1	62.9
34		7	1.51*	1.29-1.67	7.9	4	0.33*	0.23-0.40	24.2	78.2
35		65	1.94	0.38-2.98	27.8	66	0.50	0.19-0.77	32.0	74.2
36		55	1.53*	1.08-1.88	13.1	44	0.46*	0.30-0.62	17.4	69.9
37		8	0.86*	0.46-1.10	23.3	12	0.17*	0.10-0.23	17.6	80.2
38		25	0.85*	0.21-1.19	23.5	28	0.37*	0.15-0.63	29.7	56.5
39		30	1.10*	0.81-1.46	14.5	67	0.49*	0.17-0.68	20.4	55.5
40		14	2.24	1.35-3.08	28.6	17	0.44*	0.23-0.70	25.0	80.4
41		63	1.45*	0.36-2.54	32.4	50	0.61*	0.20-0.99	31.1	57.9
42		27	1.39*	0.83-1.78	17.3	29	0.68*	0.21-0.99	27.9	51.1
43		44	1.39*	1.19-1.65	7.9	46	0.45*	0.23-0.54	13.3	67.6
44		21	1.10*	0.80-1.57	20.0	20	0.40*	0.26-0.65	25.0	63.6

⊥: Perpendicular to the lamina plane, ∥: Parallel to the lamina plane,

*N*: Numbers of specimens,  $I_{s(a)}$ : Axial point load strength,  $C_v$ : Coefficient of variation of axial point load strength,

\*: Values of data points in the relationship between axial point load strength and uniaxial compressive strength.

Table 5.4 Numbers of specimens and results of the irregular lump point load strength test in the forced-dry and forced-wet state.

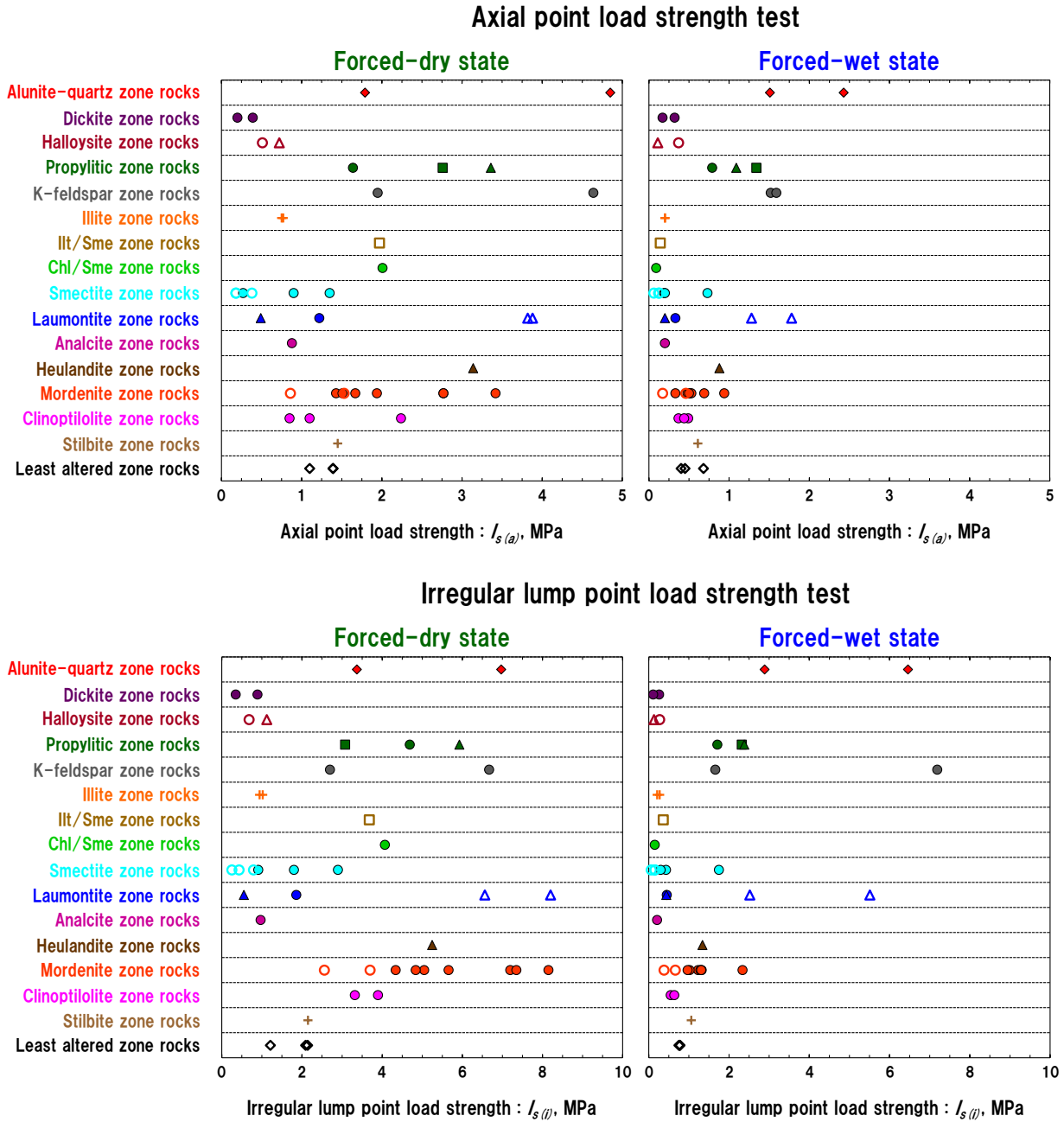
不定形点載荷強さ試験の供試体個数とその試験結果

Rock code	Loading direction to lamina plane	Forced-dry state				Forced-wet state				Point load strength decrease ratio, %
		<i>N</i>	Avg. $I_{s(l)}$ , MPa	Avg. $I_{s(l)}$ Range, MPa	$C_v$ , %	<i>N</i>	Avg. $I_{s(l)}$ , MPa	Avg. $I_{s(l)}$ Range, MPa	$C_v$ , %	
1		23	3.37*	2.22- 4.49	16.0	25	2.89	2.12- 3.72	16.6	14.24
2		31	6.97	3.98-10.29	26.5	31	6.46	3.16-10.71	33.1	7.32
3		13	0.89*	0.53- 1.30	29.2	15	0.26*	0.18- 0.39	26.9	70.79
4		15	0.35*	0.17- 0.51	31.4	16	0.11*	0.05- 0.17	27.3	68.57
5		9	0.68*	0.42- 0.89	23.5	4	0.27*	0.20- 0.31	14.8	60.29
6		10	1.12*	0.96- 1.51	15.2	5	0.13*	0.10- 0.17	15.4	88.39
7	⊥	22	4.69	2.61- 7.08	29.9	24	1.71*	0.74- 2.81	31.0	63.54
8		25	3.08*	1.21- 5.73	39.6	22	2.32*	1.30- 3.65	37.5	24.68
9		34	5.93	2.62-10.89	30.0	30	2.38*	1.05- 4.06	29.4	59.87
10	⊥	17	6.67	3.48-10.19	34.5	25	7.19	2.89-12.09	32.1	-7.80
11	∥	15	2.70	1.43- 4.00	32.2	18	1.66*	0.74- 2.76	35.5	38.52
12		35	0.94*	0.30- 1.36	27.7	34	0.27*	0.13- 0.45	29.6	71.28
13		35	1.02*	0.47- 1.69	30.4	26	0.21*	0.12- 0.35	28.6	79.41
14	∥	23	3.68	2.03- 6.58	31.8	15	0.36*	0.14- 0.63	36.1	90.22
15		29	4.07*	1.74- 5.20	18.4	30	0.15*	0.09- 0.25	20.0	96.31
16	⊥	-	-	-	-	16	1.75*	1.02- 2.49	26.3	-
17	⊥	20	2.90*	1.51- 4.18	28.6	-	-	-	-	-
18	⊥	39	0.91*	0.32- 1.39	24.2	24	0.43*	0.27- 0.56	18.6	52.75
19		37	1.80*	1.02- 3.24	29.4	38	0.30*	0.13- 0.48	30.0	83.33
20		23	0.25*	0.14- 0.49	40.0	10	0.06*	0.03- 0.10	33.3	76.00
21	⊥	34	0.43	0.23- 0.82	30.2	18	0.15*	0.09- 0.22	33.3	65.12
22		30	0.79*	0.35- 1.34	31.6	26	0.15	0.08- 0.25	33.3	81.01
23		30	1.86*	0.93- 3.67	31.2	34	0.45*	0.24- 0.75	33.3	75.81
24		28	0.55*	0.26- 0.90	30.9	20	0.44*	0.23- 0.71	31.8	20.00
25		12	8.20	5.13-10.88	18.2	5	5.51	4.13- 6.36	15.2	32.80
26		7	6.56	4.55- 8.81	21.8	7	2.52*	1.64- 3.26	23.8	61.59
27	⊥	29	0.97*	0.52- 1.53	29.9	26	0.21*	0.10- 0.37	28.6	78.35
28		52	5.25	2.90- 7.48	16.8	52	1.34*	0.74- 2.08	18.7	74.48
29		10	8.15	6.93-10.32	12.6	33	2.34*	1.58- 3.11	16.2	71.29
30		14	7.20	5.65- 8.49	11.1	22	1.23*	0.84- 1.70	20.3	82.92
31		26	7.35	5.14- 8.76	11.6	12	1.32*	1.11- 1.69	12.1	82.04
32		22	4.34	3.58- 5.80	11.1	5	1.29*	1.12- 1.54	13.2	70.28
33		25	5.05*	3.76- 5.82	11.1	7	1.02*	0.85- 1.12	8.80	79.80
34		12	4.84*	4.13- 5.28	6.0	4	0.97*	0.87- 1.02	6.20	79.96
35		58	5.66	3.25- 7.73	13.8	59	1.31	0.73- 1.82	25.2	76.86
36		86	3.70*	1.77- 4.81	16.5	52	0.66*	0.26- 1.00	27.3	82.16
37		13	2.56*	1.87- 3.45	19.5	19	0.38*	0.27- 0.50	15.8	85.16
38		27	3.32*	1.14- 5.14	25.6	24	0.55*	0.32- 0.78	21.8	83.43
39		-	-	-	-	-	-	-	-	-
40		26	3.90	2.51- 5.99	23.8	19	0.64*	0.40- 0.92	21.9	83.59
41		47	2.15*	1.09- 3.48	26.5	36	1.06*	0.52- 1.76	33.0	50.70
42		24	2.14*	1.16- 3.44	33.6	21	0.75*	0.47- 1.18	30.7	64.95
43		24	2.09*	1.27- 3.90	32.5	20	0.77*	0.48- 1.36	31.2	63.16
44		28	1.21*	0.72- 2.32	32.2	25	0.78*	0.44- 1.25	32.1	35.54

⊥: Perpendicular to the lamina plane, ∥: Parallel to the lamina plane,

*N*: Numbers of specimens,  $I_{s(l)}$ : Irregular lump point load strength,  $C_v$ : Coefficient of variation of irregular lump point load strength,

\*: Values of data points in the relationship between irregular lump point load strength and uniaxial compressive strength.



Ill/Sme zone : Interstratified illite/smectite mineral zone, Chl/Sme zone : Interstratified chlorite/smectite mineral zone.

Rock type :

●●●●●●●●●● : Fine tuff, ■ : Medium tuff, ○○○ : Pumice tuff, ▲▲▲ : Lapilli tuff, ◇ : Welded tuff, ◆ : Dacite, □ : Tuffaceous mudstone, ++ : Tuffaceous sandstone, ▲▲ : Tuffaceous conglomerate.

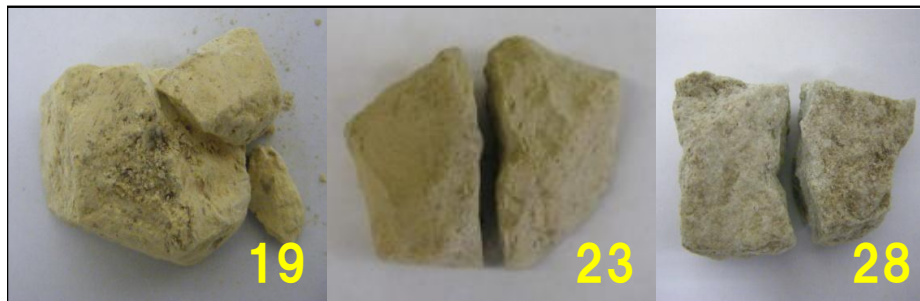
Fig. 5.11 Average axial and irregular lump point load strengths of hydrothermally altered rocks in the forced-dry and forced-wet states.

強制乾燥状態および強制湿潤状態における熱水変質岩の円柱(縦)および不定形点荷強さ

### Axial point load strength test specimens



### Irregular lump point load strength test specimens



No. 19, 28, 35, and 42 : **Forced-dry state.**

No. 9 and 23 : **Forced-wet state.**

No. 9 and 19 : **Invalid test specimens.**

Fig. 5.12 Examples of typical modes of failure of the specimen after the axial and irregular lump point load strength tests. Numbers correspond to “Rock code” in Tables 5.1–5.4, 6.1, and 6.2.

円柱(縦)および不定形点載荷強さ試験後における供試体の破壊形態の代表例

ない、または、一つの載荷点だけを通り抜ける場合などには、その試験結果を全体の平均値から取り除く必要があるとしている。したがって、本研究においても、破壊面が載荷点を含まない場合 (Fig. 5.12 No. 9)、または、破壊面が一つの載荷点だけを通り抜ける場合 (Fig. 5.12 No. 19) には、点載荷強さ試験結果は失敗であると判断し、全体の平均値から取り除いた。本研究では、円柱(縦)点載荷強さ試験と不定形点載荷強さ試験では、後者の方が、失敗する場合の数が多傾向があった。なお、Table 5.3 and 5.4 における供試体個数には、失敗した供試体個数は含まれていない。









ここで、熱水変質帯地すべりは、主に膨潤性粘土鉱物で特徴づけられるイライト／スメクタイト混合層鉱物帯およびスメクタイト帯や膨潤性粘土鉱物を含むゼオライト帯と密接であることが明らかにされている<sup>11),34),39),44),45),59)-67)</sup>。具体的には、熱水変質帯地すべりは、北東部北海道遠軽町生田原－北見市留辺蘂町金華地域の新第三系上部中新統生田原層および矢矧層分布域ではイライト／スメクタイト混合層鉱物帯やスメクタイト帯<sup>59)</sup>のほか、カオリン鉱物帯およびイライト帯<sup>59)</sup>やスメクタイトを含むモルデナイト帯<sup>60)</sup>で、東部北海道弟子屈町札友内－奥春別地域の新第三系上部中新統オテシカウシナイ層分布域ではイライト／スメクタイト混合層鉱物帯<sup>64)</sup>で、同ハナクシベ層およびシケレペ層分布域ではスメクタイト帯、スメクタイトを含むモルデナイト帯およびスメクタイトを含むローモンタイト帯<sup>44),45)</sup>で発生している<sup>34)</sup>。また、北海道遠軽町生田原南地すべり地域における新第三系上部中新統生田原層細粒凝灰岩（クリノタイロライト帯）のスメクタイト含有量が地すべりの発生と岩石の力学的性質に与える影響について検討した結果、スメクタイトを含む岩石は、約 7 wt%の比較的少量のスメクタイト含有量でも、岩石の強さ低下に関与し、地すべりの発生と密接な関係を持つ可能性があるとされている<sup>11)</sup>。

点載荷強さ減少率の平均値は、クローライト／スメクタイト混合層鉱物帯およびイライト／スメクタイト混合層鉱物帯で 90%以上と非常に大きく、また、膨潤性粘土鉱物で特徴づけられるハロイサイト帯、スメクタイト帯ではもちろん、イライト帯やゼオライト帯（アナルサイト帯、ヒューランダイト帯、モルデナイト帯およびクリノタイロライト帯）でも大きく、60%以上である（Fig. 5.12）。ディッカイト帯およびローモンタイト帯においては、点載荷強さ減少率の平均値が 60%以下ではあるが、点載荷強さ減少率が 70%を超える試料もあり、これらのことは、前述の地すべりと熱水変質帯との密接な関係に関する記述<sup>11),34),39),44),45),59)-67)</sup>とよく一致する。また、熱水変質帯における地すべり危険度は熱水変質タイプに基づいて評価できる可能性がある<sup>44),45)</sup>とされるが、点載荷強さ減少率はそのことを支持する結果であるとも言える。なお、ローモンタイト帯、モルデナイト帯およびクリノタイロライト帯においては、少量のスメクタイト含有量であっても、強制湿潤状態における点載荷強さが大幅に低下する供試体があった。このことは、これらの熱水変質帯では、膨潤性粘土鉱物

を含まなくても、地表水や地下水が地盤の強さの低下を促し、地すべり（狭義）や崩壊などを発生させる可能性がある熱水変質帯であることを示唆している。

### 5.3.5 点載荷強さ試験の妥当性の検証

円柱（縦）および不定形点載荷強さ試験結果から得られた変動係数を Tables 5.3 and 5.4 に、供試体個数と変動係数との関係を Fig. 5.16 にそれぞれ示す。この図から、供試体個数が少ないにもかかわらず変動係数が大きく、試験結果のばらつきが大きい試料も少し見られるが、ほとんどの試料においては変動係数に見合った供試体個数を用意しているため、点載荷強さ試験の平均値の信頼区間が狭く、試料における岩石の強さの特徴を正確に捉えており、本研究における点載荷強さ試験結果は妥当であると判断できる。

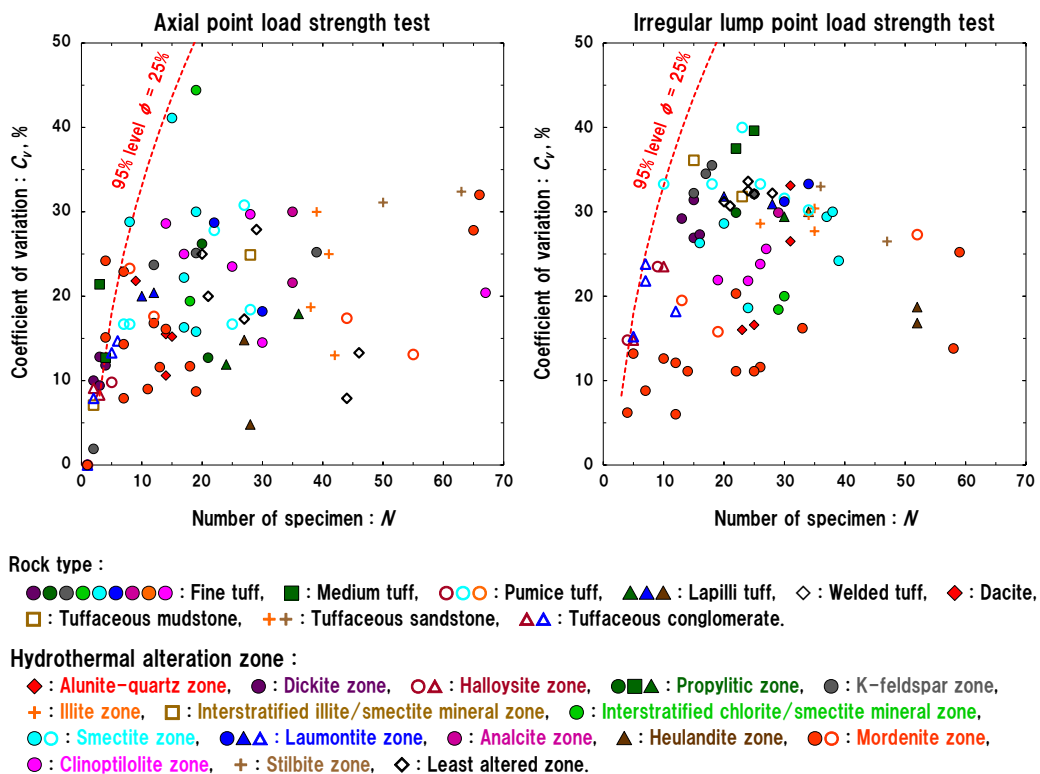


Fig. 5.16 Relationships between number of specimen and coefficient of variation of the axial and irregular lump point load strength tests.

円柱（縦）および不定形点載荷強さ試験における供試体個数と変動係数との関係

## 5.4 まとめ

北東部北海道遠軽町生田原地域，北見市留辺蘂町旭西地域および弟子屈町奥春別地域に産する，主に新第三系上部中新統火砕岩および砕屑岩とデイサイト溶岩の熱水変質岩の点載荷強さ試験に基づく力学特性をまとめると次のとおりである。

- 1) 研究対象地域の熱水変質帯は，熱水変質岩の鉱物組合せに基づく，アルナイトー石英帯，ディッカイト帯，ハロイサイト帯，プロピライト帯，カリ長石帯，イライト帯，イライト／スメクタイト混合層鉱物帯，クローライト／スメクタイト混合層鉱物帯，スメクタイト帯，ローモンタイト帯，アナルサイト帯，ヒューランダイト帯，モルデナイト帯，クリノタイロライト帯およびスティルバイト帯の15帯に分類できる。
- 2) 熱水変質岩の円柱(縦)点載荷強さの平均値は，強制乾燥状態および強制湿潤状態ともに，アルナイトー石英帯デイサイトが最も大きく，スメクタイト帯軽石凝灰岩が最も小さい。
- 3) 熱水変質岩の不定形点載荷強さの平均値は，強制乾燥状態では，ローモンタイト帯凝灰質礫岩が最も大きく，スメクタイト帯軽石凝灰岩が最も小さい。また，強制湿潤状態では，カリ長石帯細粒凝灰岩が最も大きく，スメクタイト帯軽石凝灰岩が最も小さい。
- 4) 強制湿潤状態における円柱(縦)および不定形点載荷強さは，カリ長石帯細粒凝灰岩の不定形点載荷強さを除くと，いずれも強制乾燥状態のデータよりも小さい。なお，アルナイトー石英帯については，いずれの点載荷強さも強制乾燥状態と強制湿潤状態において有意な差は見られない。
- 5) 円柱(縦)点載荷強さ  $I_{s(a)}$  と不定形点載荷強さ  $I_{s(i)}$  との関係式は  $I_{s(i)} = 1.9 I_{s(a)}$  であり，また，これらの相関係数は 0.90 であるので，非常に高い相関が見られた。
- 6) 円柱(縦)および不定形点載荷強さは，それぞれ算出式が異なり，強さに差があるものの，両者の相関が非常に高いことから，点載荷強さ試験は，室内における円柱(縦)供試体においてもオンサイトにおける不定形供試体においても同様に，岩石の強さを簡便かつ迅速に評価できることが実証

された。

- 7) 熱水変質岩の点載荷強さ減少率の平均値は、アルナイトー石英帯が最も小さく、クローライト／スメクタイト混合層鉱物帯が最も大きい。膨潤性粘土鉱物で特徴づけられる熱水変質帯はもちろん、その他の熱水変質帯でも点載荷強さ減少率が60%以上の熱水変質帯が確認された。
- 8) ローモンタイト帯，モルデナイト帯およびクリノタイロライト帯においては，少量のスメクタイト含有量であっても，強制湿潤状態における点載荷強さが大幅に低下する供試体があった。このことは，これらの熱水変質帯では，膨潤性粘土鉱物を含まなくても，地表水や地下水が地盤の強さの低下を促し，地すべり（狭義）や崩壊などを発生させる可能性がある熱水変質帯であることを示唆している。
- 9) 熱水変質岩の点載荷強さ減少率は，熱水変質帯における地すべり危険度評価を熱水変質タイプに基づいておこなえる可能性があることを支持する結果であると言える。

## 第6章 熱水変質岩の点載荷強さ試験に基づく一軸圧縮強さの推定

### 6.1 研究方法

採集した岩石試料から不定形点載荷強さ試験および一軸圧縮試験における供試体を作製し、強制乾燥状態および強制湿潤状態における一軸圧縮試験、オンサイトの自然含水状態における不定形点載荷強さ試験をおこなった。なお、一軸圧縮試験における供試体の強制乾燥状態および強制湿潤状態に達するまでに必要な乾燥時間および湿潤時間の試験結果は得られていないが、点載荷強さ試験と同様の方法でおこなった。すなわち、強制乾燥状態は、供試体を  $60\pm 3^{\circ}\text{C}$  の乾燥炉で一定質量になるまで乾燥させ、強制湿潤状態は、供試体を蒸留水に一定質量になるまで浸すことにより、それぞれの状態とした。また、一軸圧縮試験用の供試体作製時には、岩粉発生の抑制やダイヤモンドカッターの冷却などのために水道水を使用するが、これにより、供試体のオンサイトの自然含水状態を維持することが困難である。それゆえ、一軸圧縮試験については自然含水状態ではおこなっていない。自然含水状態における点載荷強さ試験用の供試体は、11月上旬～中旬にかけて採集し、いずれの地域でも天候は晴れ、日平均気温は約  $4.4^{\circ}\text{C}$ <sup>68)</sup>であった。また、オンサイトの自然含水状態を維持するため、試料採集時から試験をおこなうまでの間、不定形点載荷強さ試験用の供試体は密封して保管した。供試体は、一軸圧縮試験で326個（強制乾燥状態で43試料、強制湿潤状態で41試料）、自然含水状態における不定形点載荷強さ試験で748個（18試料）用意した（Tables 6.1 and 6.2）。

### 6.2 結果および考察

#### 6.2.1 熱水変質岩の一軸圧縮強さ

熱水変質岩の強制乾燥状態および強制湿潤状態における一軸圧縮強さを Table 6.1 および Fig. 6.1 に示す。



Table 6.1 Numbers of specimens and results of the uniaxial compressive strength test in the forced-dry and forced-wet states.

一軸圧縮試験の供試体個数とその試験結果

Rock code	Loading direction to lamina plane	Forced-dry state				Forced-wet state			
		<i>N</i>	Avg. $q_v$ , MPa	Avg. $q_v$ Range, MPa	$C_v$ , %	<i>N</i>	Avg. $q_v$ , MPa	Avg. $q_v$ Range, MPa	$C_v$ , %
1		5	23.66*	21.19-27.14	8.7	5	15.64	11.83-20.48	21.0
2		3	66.79	57.28-73.51	10.3	3	67.14	57.55-84.21	18.0
3		1	4.76*	-	-	1	3.88*	-	-
4		1	3.56*	-	-	1	1.63*	-	-
5		1	9.18*	-	-	1	4.22*	-	-
6		2	7.41*	6.31- 8.52	14.8	1	1.08*	-	-
7	⊥	3	33.97	32.69-35.96	4.2	3	11.86*	11.76-11.92	0.6
8		1	16.19*	-	-	1	18.48*	-	-
9		4	40.74	27.95-47.90	18.9	4	15.83*	13.62-18.50	11.4
10	⊥	1	36.66	-	-	-	-	16.04-20.70	12.7
11	∥	2	61.24	52.58-69.91	14.2	3	21.29*	17.99-24.13	11.9
12		6	7.03*	6.20- 7.76	8.5	5	1.80*	1.66- 1.90	6.1
13		11	7.38*	4.18- 8.95	17.1	10	1.95*	1.55- 2.45	15.4
14	∥	4	27.81	23.60-34.12	14.5	3	2.91*	2.20- 3.40	17.9
15		2	15.19*	13.81-16.57	9.1	4	1.20*	0.99- 1.47	15.0
16	⊥	-	-	-	-	1	6.08*	-	-
17	⊥	1	10.68*	-	-	-	-	-	-
18	⊥	6	2.09*	1.64- 2.47	12.4	4	1.24*	1.14- 1.35	7.3
19		2	7.11*	6.28- 7.94	11.7	3	2.74*	2.63- 2.93	5.1
20		2	3.37*	3.28- 3.45	2.4	2	1.01*	0.97- 1.04	4.0
21	⊥	5	2.07	1.04- 2.52	26.1	4	1.56*	1.38- 1.77	9.6
22		4	5.27*	4.88- 5.82	6.6	5	1.54	0.94- 1.87	23.4
23		1	12.91*	-	-	2	2.69*	2.68- 2.70	0.4
24		1	6.18*	-	-	2	2.30*	1.96- 2.64	14.8
25		1	84.07	-	-	-	-	-	-
26		1	91.10	-	-	1	18.16*	-	-
27	⊥	5	8.10*	6.57-10.07	17.8	3	2.78*	2.65- 2.92	4.0
28		5	36.69	35.60-37.54	1.8	4	11.47*	10.86-11.82	3.1
29		5	31.14	24.19-37.95	15.0	10	16.64*	12.16-22.12	19.8
30		10	26.03	21.78-28.51	7.2	5	8.08*	6.99- 9.28	9.5
31		3	29.79	29.41-30.05	0.9	5	5.81*	4.90- 7.35	14.3
32		4	41.56	37.76-44.64	7.0	1	6.23*	-	-
33		3	23.29*	22.61-23.85	2.2	1	6.44*	-	-
34		6	18.49*	17.95-19.19	2.9	4	4.47*	3.94- 5.24	10.7
35		4	26.44	24.20-27.93	5.3	3	7.70	4.60- 9.84	29.2
36		20	17.15*	14.00-19.69	8.6	17	4.73*	3.40- 5.51	12.5
37		2	8.93*	7.24-10.62	18.9	3	2.52*	2.16- 2.93	12.7
38		4	19.23*	17.35-20.54	6.1	8	4.22*	3.58- 4.70	9.0
39		6	22.00*	20.38-22.76	4.0	5	5.03*	5.12- 5.63	3.2
40		3	18.09	12.88-22.93	22.7	1	4.60*	-	-
41		2	19.10*	18.71-19.48	2.0	2	3.96*	3.94- 3.98	0.5
42		5	16.18*	11.58-18.45	15.8	5	8.77*	7.17-10.17	11.9
43		6	14.57*	13.31-16.34	6.9	6	6.72*	6.45- 7.09	3.3
44		5	12.37*	11.20-14.00	8.3	5	5.36*	4.31- 6.34	13.6

⊥: Perpendicular to the lamina plane, ∥: Parallel to the lamina plane, *N*: Numbers of specimens,

$q_v$ : Uniaxial compressive strength,  $C_v$ : Coefficient of variation of uniaxial compressive strength,

\*: Values of data points in the relationship between point load strength and uniaxial compressive strength.

Table 6.2 Numbers of specimens and results of the irregular lump point load strength test in the natural-moist state.

自然含水状態における不定形点載荷強さ試験の供試体個数とその試験結果

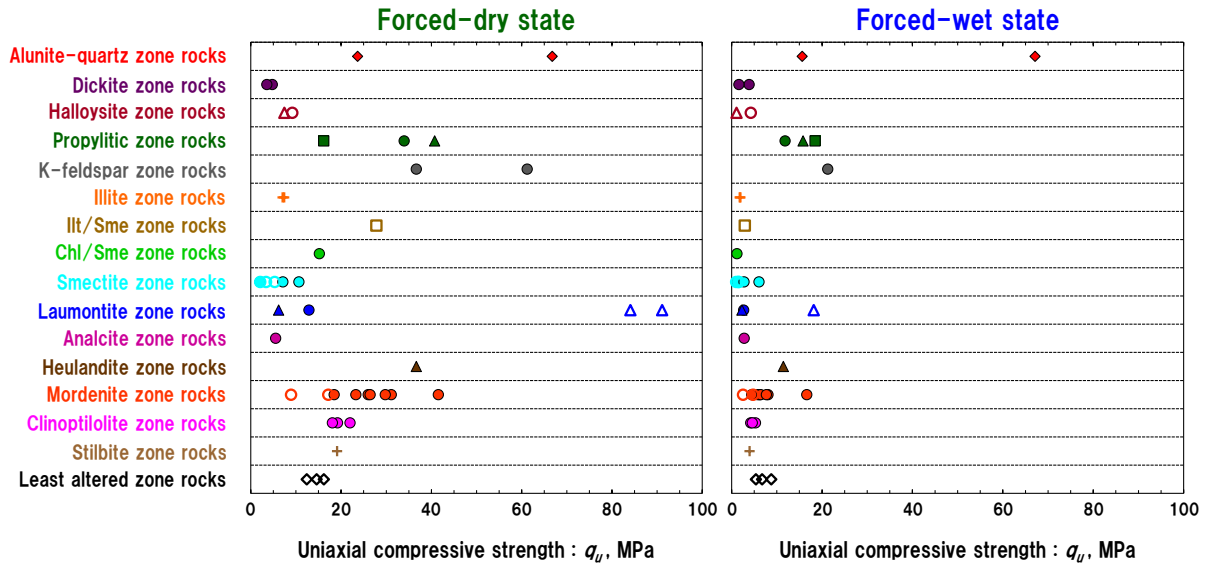
Rock code	Loading direction to lamina plane	Natural-moist state			
		<i>N</i>	Avg. $I_{s(l)}$ , MPa	Avg. $I_{s(l)}$ Range, MPa	$C_v$ , %
4		30	0.14	0.06-0.26	42.9
7	⊥	35	1.92	0.79-3.86	43.2
12		50	0.45	0.18-0.98	42.2
14	∥	46	1.75	0.73-3.52	42.3
15		46	0.42	0.14-0.83	45.2
19		40	0.25	0.13-0.50	32.0
20		47	0.33	0.11-0.55	42.4
23		46	0.40	0.19-0.74	37.5
24		22	0.31	0.15-0.55	38.7
27	⊥	41	0.25	0.10-0.55	48.0
28		46	2.58	1.00-4.84	36.8
30		39	1.19	0.52-2.43	44.5
35		38	1.36	0.47-2.64	39.7
36		34	0.71	0.33-1.44	46.5
38		48	0.57	0.22-1.24	42.1
40		40	0.91	0.38-1.72	42.9
41		50	1.46	0.37-2.60	41.8
44		50	0.50	0.11-1.03	42.0

⊥: Perpendicular to the lamina plane.

∥: Parallel to the lamina plane, *N*: Numbers of specimens. $I_{s(l)}$ : Irregular lump point load strength. $C_v$ : Coefficient of variation of Irregular lump point load strength.

強制乾燥状態における一軸圧縮強さの平均値は、ローモンタイト帯凝灰質礫岩が 91.10 MPa で最も大きく、スメクタイト帯軽石凝灰岩が 2.07 MPa で最も小さい。また、強制湿潤状態における一軸圧縮強さの平均値は、アルナイトー石英帯デイサイトが 67.14 MPa で最も大きく、スメクタイト帯軽石凝灰岩が 1.01 MPa で最も小さい (Table 6.1 および Fig. 6.1)。強制湿潤状態における一軸圧縮強さの平均値は、アルナイトー石英帯デイサイト (Rock code: 2) およびプロピライト帯細粒凝灰岩 (Rock code: 8) を除くと、いずれも強制乾燥状態のデータよりも小さい。

一軸圧縮試験後における供試体の破壊形態の例を Fig. 6.2 に示す。破壊形態は、縦割れ破壊 (Fig. 6.2 No. 1) およびせん断破壊 (Fig. 6.2 No. 19) の二つに分類される。Fig. 6.2 No. 7 のような破壊形態は失敗であると判断し、点載荷強さ試験と同様に、全体の平均値から取り除いた。



Ill/Sme zone : Interstratified illite/smectite mineral zone, Chl/Sme zone : Interstratified chlorite/smectite mineral zone.

Rock type :

●●●●●●●●●● : Fine tuff, ■ : Medium tuff, ○○○ : Pumice tuff, ▲▲▲ : Lapilli tuff, ◇ : Welded tuff, ◆ : Dacite, □ : Tuffaceous mudstone, ++ : Tuffaceous sandstone, △△ : Tuffaceous conglomerate.

Fig. 6.1 Average uniaxial compressive strength of hydrothermally altered rocks in the forced-dry and forced-wet states.

強制乾燥状態および強制湿潤状態における熱水変質岩の一軸圧縮強さ



No. 1 and 19 : Forced-dry state.

No. 7 : Forced-wet state.

No. 7 : Invalid test specimens.

Fig. 6.2 Examples of typical modes of failure of the specimen after the uniaxial compressive strength test. Numbers correspond to “Rock code” in Tables 5.1–5.4, 6.1, and 6.2.

一軸圧縮試験後における供試体の破壊形態の代表例

五種類の細粒凝灰岩（プロピライト帯細粒凝灰岩：Rock code: 7, クローライト／スメクタイト混合層鉱物帯細粒凝灰岩：Rock code: 15, スメクタイト帯細粒凝灰岩：Rock code: 19, ローモンタイト帯細粒凝灰岩：Rock code: 23 およびアナルサイト帯細粒凝灰岩：Rock code: 27）について，直径 30 mm 程度，高さ 60 mm 程度の円柱供試体を作製し（Fig. 6.3），強制乾燥状態での一軸圧縮試験時におけるひずみ測定をおこなった．ひずみ測定には，ひずみゲージ（株式会社共和電業製 KFG-10-120-C1-11 L1M3R）を用いておこない，Fig. 6.3 のように，軸方向および側方向に，それぞれ二箇所ずつ貼り付けた．なお，ひずみ測定における一軸圧縮試験用の供試体の寸法は Fig. 3.6 中の  $20 \text{ mm} \leq W \leq 100 \text{ mm}$  および  $h/W \approx 2$  の条件<sup>6),51),52)</sup>を満足する．

五種類の細粒凝灰岩の強制乾燥状態における応力－ひずみ線図と，供試体の一軸圧縮強さ，一軸圧縮強さの 50%におけるポアソン比，接線弾性係数（接線ヤング率）および割線弾性係数（割線ヤング率）を Fig. 6.4 に示す．なお，ポアソン比は，次式によって算出した．

$$\nu = -\frac{\varepsilon_l}{\varepsilon_a} \quad (6.1)$$

ここで， $\nu$  はポアソン比， $\varepsilon_l$  は軸方向（圧縮）ひずみ， $\varepsilon_a$  は側方向（引張）ひ

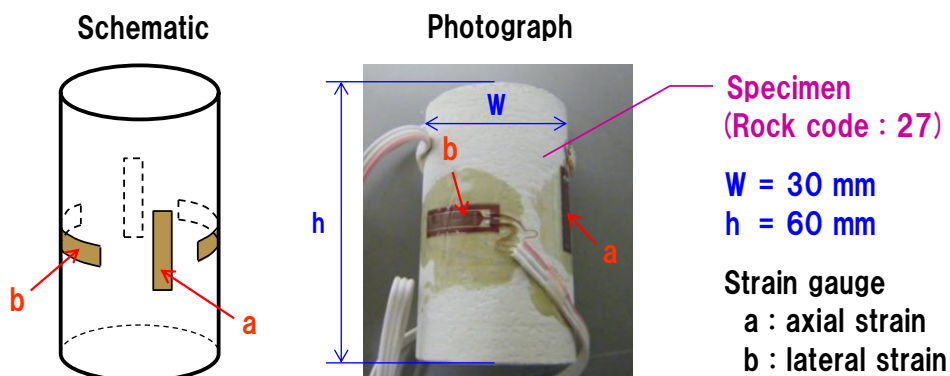


Fig. 6.3 Specimen of the strain measurements on the uniaxial compressive strength test.

一軸圧縮試験におけるひずみ測定用の供試体

ずみである。また、接線弾性係数および割線弾性係数は、Fig. 6.5 に示すような一軸圧縮試験の際に得られる応力-ひずみ線図における接線勾配および割線勾配からそれぞれ求めた。なお、Fig. 6.4 における軸方向（圧縮）ひずみおよび側方向（引張）ひずみは、それぞれ、二つのひずみゲージから出力されたひずみの平均値であり、本論文では、圧縮ひずみを負(-)として表記する。

強制乾燥状態における五種類の細粒凝灰岩の応力-ひずみ線は、いずれの試料も応力の増加に伴い、弾性挙動から直接脆性破壊に至る傾向を示し、塑性挙動は確認できない。一軸圧縮強さの 50%における弾性係数は、プロピライト帯細粒凝灰岩が 3.7 GPa で最も大きく、その他の細粒凝灰岩では 1.0 GPa 以下である。弾性係数は、プロピライト帯細粒凝灰岩を除くと、いずれの細粒凝灰岩も代表的な軟岩である大谷石の弾性係数 (2.6 GPa)<sup>69)</sup>と比べて小さい。

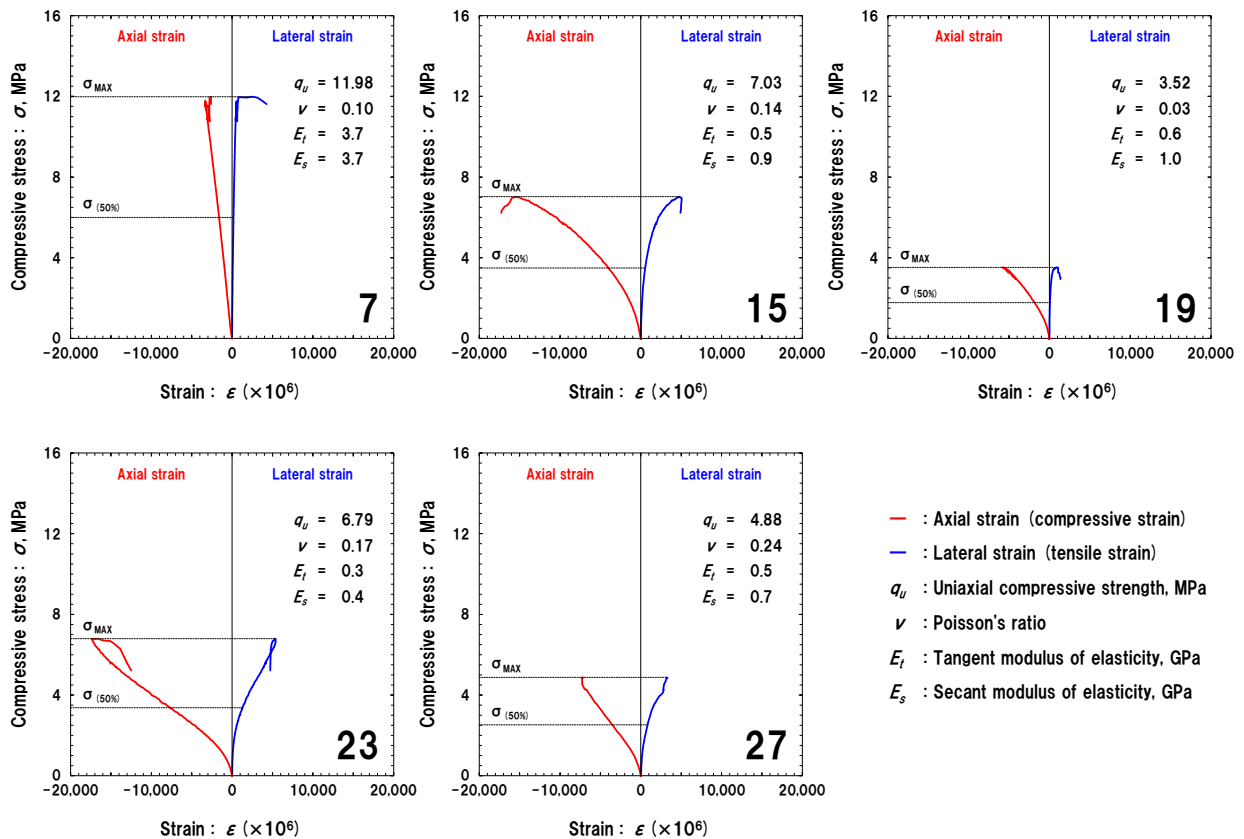


Fig. 6.4 Stress-strain curve on the uniaxial compressive strength test.

一軸圧縮試験における応力-ひずみ線図

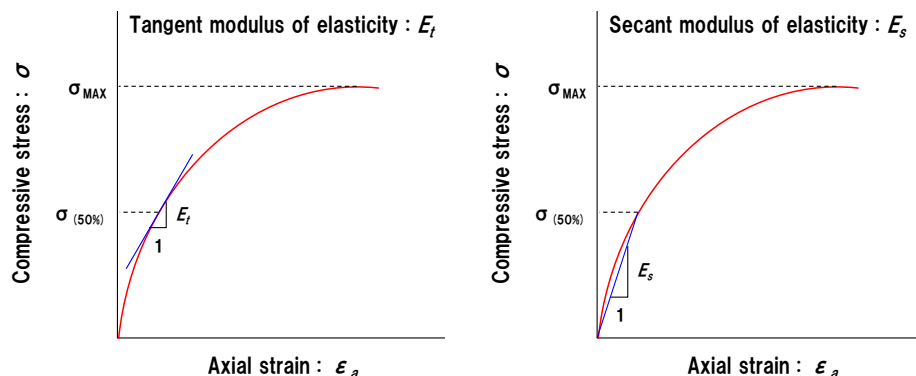


Fig. 6.5 Calculation of modulus of elasticity from stress-strain curve.

接線弾性係数および割線弾性係数の算出方法

従来の一軸圧縮試験結果によれば、変動係数が 15~20%である例が比較的多く、特に変動係数が 20%を超える場合には、供試体個数を増やすことが望ましいとされる<sup>70),71)</sup>が、ほとんどの試料については変動係数が 20%以下である (Table 6.1).

### 6.2.2 円柱(縦)点載荷強さと一軸圧縮強さとの関係

強制乾燥状態 (熱水変質岩 24 試料および未変質岩 3 試料) および強制湿潤状態 (熱水変質岩 34 試料および未変質岩 3 試料) における円柱(縦)点載荷強さと一軸圧縮強さとの関係を Fig. 6.6 に示す. この図は、一軸圧縮強さが 25 MPa 未満の軟岩、かつ、一軸圧縮強さの変動係数が 20%以下のデータ (Tables 5.3 and 6.1 において、\*印で示される試料.) をプロットしたものである.

円柱(縦)点載荷強さ  $I_{s(a)}$  と一軸圧縮強さ  $q_u$  との関係は、線形であり、強制乾燥状態および強制湿潤状態におけるこれらの関係式および相関係数は、次式のとおりである.

$$q_{u-dry} = 10.5 I_{s(a)-dry}, \quad R = 0.71 \quad (6.2)$$

$$q_{u-wet} = 13.2 I_{s(a)-wet}, \quad R = 0.97 \quad (6.3)$$

ここで、 $q_{u-dry}$  および  $q_{u-wet}$  は強制乾燥状態および強制湿潤状態における一軸圧



縮強さ,  $I_{s(a)-dry}$  および  $I_{s(a)-wet}$  は強制乾燥状態および強制湿潤状態における円柱(縦)点載荷強さ,  $R$  は円柱(縦)点載荷強さと一軸圧縮強さとの相関係数である. 強制乾燥状態および強制湿潤状態におけるこれら関係式における相関係数はそれぞれ 0.71 および 0.97 であり, 特に強制湿潤状態において非常に高い相関が見られる (Fig. 6.6A,B).

強制乾燥状態および強制湿潤状態の両含水状態における試料を一括して扱った場合の円柱(縦)点載荷強さと一軸圧縮強さとの関係式および相関係数は次式のとおりであり, この場合も相関係数が 0.86 であるので, 高い相関が見られる (Fig. 6.6C).

$$q_u = 11.2 I_{s(a)}, R = 0.86 \quad (6.4)$$

ここで,  $q_u$  は一軸圧縮強さ,  $I_{s(a)}$  は円柱(縦)点載荷強さ,  $R$  は円柱(縦)点載荷強さと一軸圧縮強さとの相関係数である.

### 6.2.3 不定形点載荷強さと一軸圧縮強さとの関係

強制乾燥状態 (熱水変質岩 24 試料および未変質岩 3 試料) および強制湿潤状態 (熱水変質岩 34 試料および未変質岩 3 試料) における不定形点載荷強さと一軸圧縮強さとの関係を Fig. 6.7 に示す. この図は, 一軸圧縮強さが 25 MPa 未満の軟岩, かつ, 一軸圧縮強さの変動係数が 20% 以下のデータ (Tables 5.4 and 6.1 において, \*印で示される試料.) をプロットしたものである.

不定形点載荷強さ  $I_{s(i)}$  と一軸圧縮強さ  $q_u$  との関係は, 線形であり, 強制乾燥状態および強制湿潤状態におけるこれらの関係式および相関係数は, 次式のとおりである.

$$q_{u-dry} = 5.1 I_{s(i)-dry}, R = 0.80 \quad (6.5)$$

$$q_{u-wet} = 7.0 I_{s(i)-wet}, R = 0.90 \quad (6.6)$$

ここで,  $q_{u-dry}$  および  $q_{u-wet}$  は強制乾燥状態および強制湿潤状態における一軸圧縮強さ,  $I_{s(i)-dry}$  および  $I_{s(i)-wet}$  は強制乾燥状態および強制湿潤状態における不定形点載荷強さ,  $R$  は不定形点載荷強さと一軸圧縮強さとの相関係数である. 強制





乾燥状態および強制湿潤状態におけるこれら関係式における相関係数はそれぞれ 0.80 および 0.90 であり、特に強制湿潤状態において非常に高い相関が見られる (Fig. 6.7A,B).

強制乾燥状態および強制湿潤状態の両含水状態における試料を一括して扱った場合の円柱(縦)点載荷強さと一軸圧縮強さとの関係式および相関係数は次式のとおりであり、この場合も相関係数が 0.84 であるので、高い相関が見られる (Fig. 6.7C).

$$q_u = 5.5 I_{s(i)} \quad R = 0.84 \quad (6.7)$$

ここで、 $q_u$  は一軸圧縮強さ、 $I_{s(i)}$  は不定形点載荷強さ、 $R$  は不定形点載荷強さと一軸圧縮強さとの相関係数である。

#### 6. 2. 4 オンサイトの自然含水状態における不定形点載荷強さ試験に基づく一軸圧縮強さの推定

前節の (6.7) 式は、強制乾燥状態および強制湿潤状態における点載荷強さと一軸圧縮強さとの関係を一括して扱ったものであるから、それらの中間の自然含水状態においてもこの関係式は適用できるのではないかと考えられる。そこで、熱水変質岩 17 試料と溶結凝灰岩 1 試料を用いて、オンサイトの自然含水状態における不定形点載荷強さ試験をおこない (Table 6.2)、強制乾燥状態および強制湿潤状態における一軸圧縮強さとの相関関係について検討した (Fig. 6.8)。この図は、一軸圧縮強さが 25 MPa 未満の軟岩をプロットしたものである。

自然含水状態における不定形点載荷強さと強制乾燥状態における一軸圧縮強さおよび強制湿潤状態における一軸圧縮強さとの関係は、線形であり、これらの関係式および相関係数は、次式のとおりである。

$$q_{u-dry} = 19.4 I_{s(i)-nat}, \quad R = 0.70 \quad (6.8)$$

$$q_{u-wet} = 4.7 I_{s(i)-nat}, \quad R = 0.77 \quad (6.9)$$

ここで、 $q_{u-dry}$  および  $q_{u-wet}$  は強制乾燥状態および強制湿潤状態における一軸圧縮強さ、 $I_{s(i)-nat}$  は自然含水状態における不定形点載荷強さ、 $R$  は不定形点載荷強

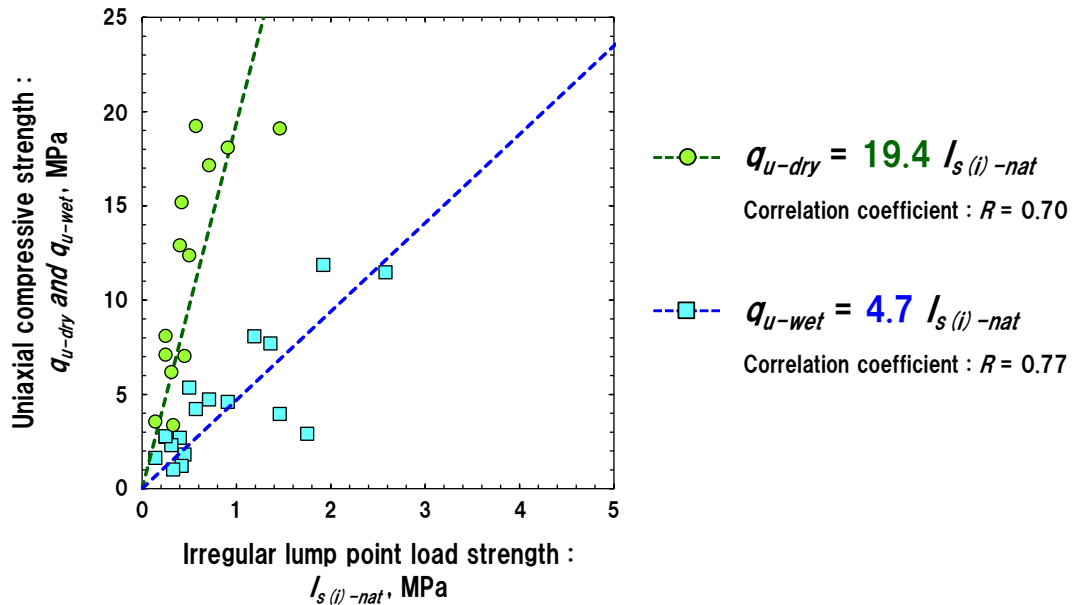


Fig. 6.8 Relationship between irregular lump point load strength in the natural-moist state and uniaxial compressive strength in the forced-dry and forced-wet states.

自然含水状態における不定形点載荷強さと強制乾燥状態および強制湿潤状態における一軸圧縮強さとの関係

さと一軸圧縮強さとの相関係数である。これら関係式における相関係数はそれぞれ 0.70 および 0.77 であり、いずれの状態においても高い相関が見られる (Fig. 6.8)。なお、自然含水状態における不定形点載荷強さの変動係数と供試体個数 (Table 6.2) から、全ての岩石試料は変動係数による供試体個数を満足している。それゆえ、平均値の信頼区間が狭く、試料における岩石の強さの特徴を正確に捉えており、自然含水状態における不定形点載荷強さ試験結果は妥当であると判断できる。

一般に、岩石の強さと含水比には高い相関関係があると言われている<sup>49),57)</sup>。そこで、本研究において、オンサイトの自然含水状態における一軸圧縮強さは得られていないが、強制湿潤状態および自然含水状態における供試体の含水比から、一軸圧縮強さを推定し、自然含水状態における不定形点載荷強さと一軸圧縮強さとの関係について検討した。熱水変質岩 17 試料と溶結凝灰岩 1 試料

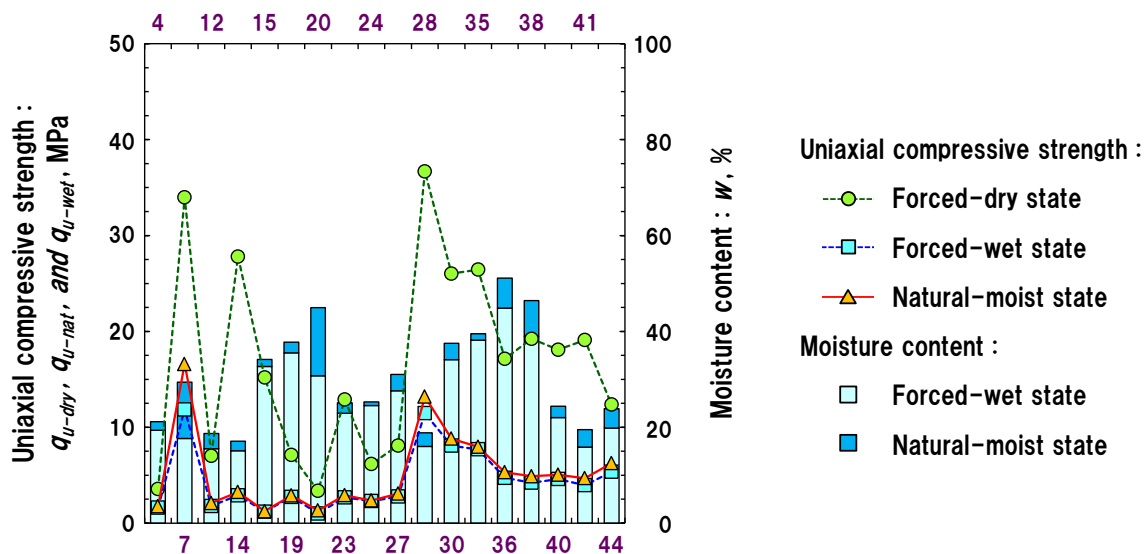


Fig. 6.9 Estimated uniaxial compressive strength from moisture content of rock sample. Numbers correspond to “Rock code” in Tables 6.1 and 6.2.

試料の含水比により推定された一軸圧縮強さ

の強制湿潤状態および自然含水状態における含水比と、強制乾燥状態、強制湿潤状態および試料の含水比により推定された自然含水状態における一軸圧縮強さを Fig. 6.9 に示す。この図から、ほとんどの試料において、強制湿潤状態と自然含水状態における含水比には大きな差がないため、試料の含水比により推定された自然含水状態における一軸圧縮強さも強制湿潤状態におけるそれと大きな差はないと考えられる。さらに、自然含水状態における不定形点載荷強さと試料の含水比により推定された一軸圧縮強さとの関係をプロットしたものが Fig. 6.10 である。自然含水状態における不定形点載荷強さと含水比により推定された自然含水状態における一軸圧縮強さとの関係は、線形であり、この関係式および相関係数は、次式のとおりである。

$$q_{u-nat} = 5.5 I_{s(i)-nat}, R = 0.79 \quad (6.10)$$

ここで、 $q_{u-nat}$  は含水比により推定された自然含水状態における一軸圧縮強さ、 $I_{s(i)-nat}$  は自然含水状態における不定形点載荷強さ、 $R$  は不定形点載荷強さと一軸

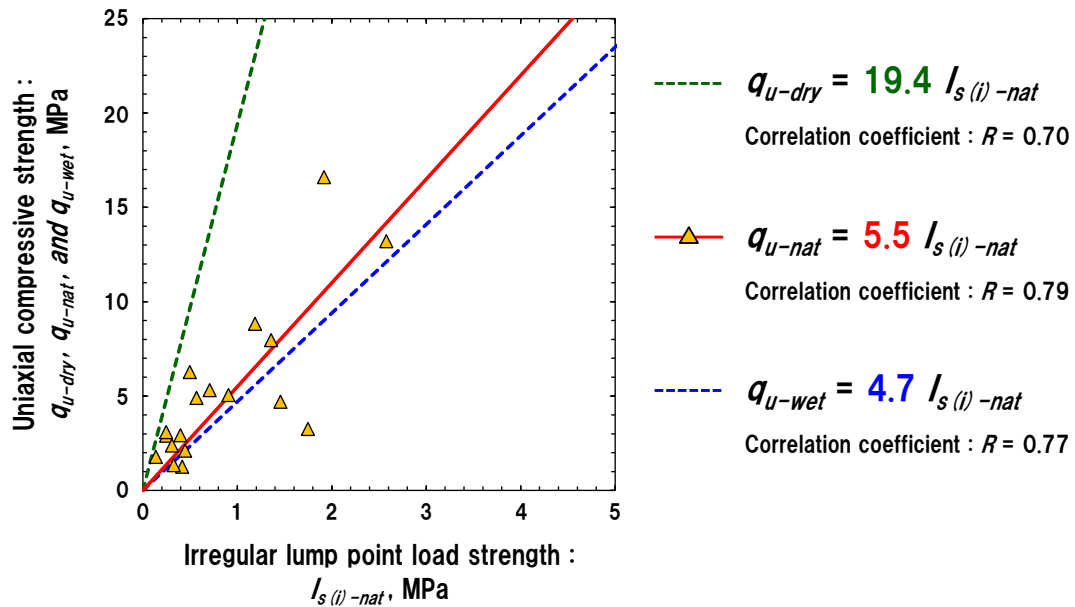


Fig. 6.10 Relationship between irregular lump point load strength in the natural-moist state and estimated uniaxial compressive strength from moisture content of rock sample.

自然含水状態における不定形点載荷強さと試料の含水比により推定された自然含水状態における一軸圧縮強さとの関係

圧縮強さとの相関係数である。この関係式は(6.7)式と一致しており、これは、強制乾燥状態および強制湿潤状態における関係を一括して扱った関係式を支持する結果であると考えられる。

したがって、不定形点載荷強さと一軸圧縮強さとの関係式を次式によって定める。

$$q_u = 5.5 I_{s(i)} \tag{6.11}$$

ここで、 $q_u$ は一軸圧縮強さ、 $I_{s(i)}$ は平松ほか(1965)<sup>50)</sup>の式によって算出した不定形点載荷強さである。強制乾燥状態、強制湿潤状態および自然含水状態のいずれの含水状態においても、本研究によって得られた関係式(6.11)を用いれば、不定形点載荷強さから一軸圧縮強さを算出することが可能であることが明らかとなった。なお、(6.11)式の適用範囲は、不定形点載荷強さが約5 MPa未滿(一

軸圧縮強さが 25 MPa 未満の軟岩) の範囲とする。

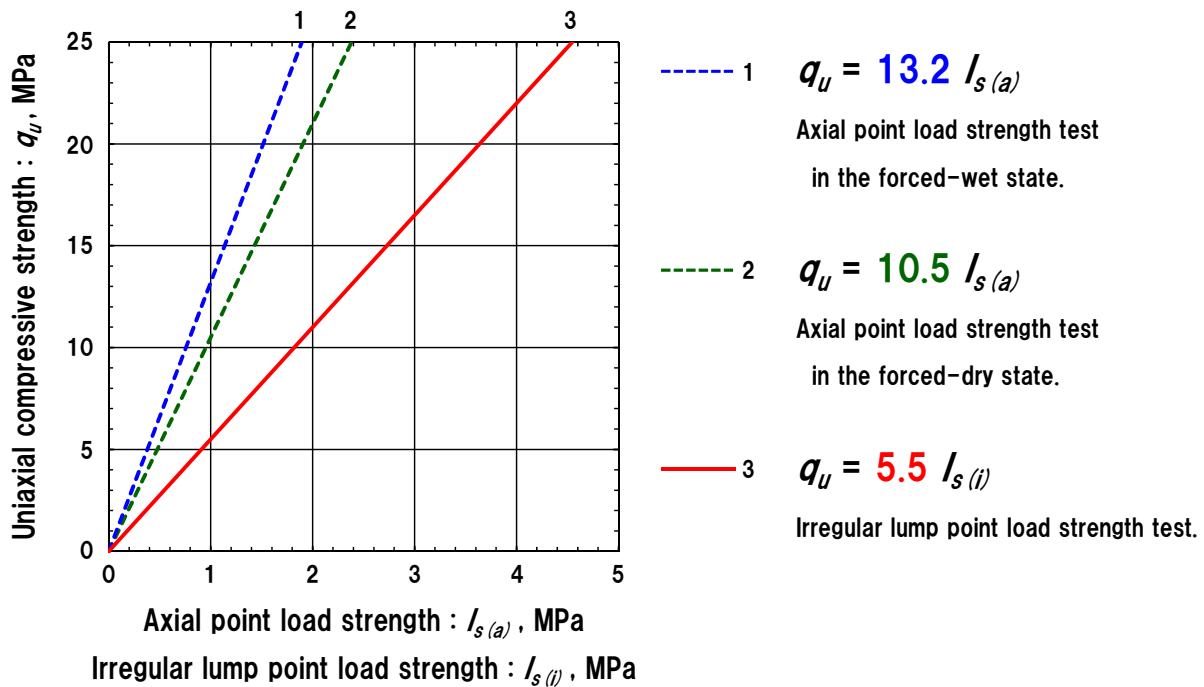
(6.11)式における係数の値と円柱(縦)供試体における点載荷強さと一軸圧縮強さとの関係(6.4)式における係数を比較すると、後者の方が約 2.0 倍大きい。このことは、点載荷強さの算出方法が ISRM Commission (1985)<sup>14)</sup>や ASTM Standards (2001)<sup>15)</sup>の式によるのか、平松ほか (1965)<sup>50)</sup>の式によるのかの違いを反映している。また、平松ほか (1965)<sup>50)</sup>によって算出した不定形点載荷強さは ISRM Commission (1985)<sup>14)</sup>や ASTM Standards (2001)<sup>15)</sup>によって算出した円柱(縦)供試体における点載荷強さの 1.9 倍であり (Fig. 5.13)、両者には非常に高い相関(相関係数 0.90)が見られることを明らかにしたが、これも、点載荷強さを算出した式の違いを反映していると考えられる。今後、点載荷強さから一軸圧縮強さを算出する際には、どの点載荷強さ算定式を使用するかによって、関係式を使い分ける必要があるが、いずれにおいても、同様な一軸圧縮強さが算出できると考えられる。

以上のことから、本研究によって得られた円柱(縦)および不定形点載荷強さと一軸圧縮強さとの関係をまとめたものを Fig. 6.11 に示す。円柱(縦)点載荷強さと一軸圧縮強さとの関係については、強制乾燥状態および強制湿潤状態における関係を別々に示した。これは、強制湿潤状態における円柱(縦)点載荷強さと一軸圧縮強さとの間に非常に高い相関が見られたことと、成形供試体を用いておこなう円柱(縦)点載荷強さ試験の場合、自然含水状態よりも、強制乾燥状態または強制湿潤状態のほうが実用性が高いためである。

軟岩を主体とする地質環境下での各種の建設工事現場や地すべり地域における調査ボーリングコア試料においては、クラックやボーリングに伴う泥状化、新たな破断面の形成などにより、10 cm 以上の棒状コア採取率が低く、一軸圧縮試験をおこなうことが困難な場合が多い。本研究の成果は、このような場合においても非常に有効であり、また、軟岩の岩石力学の発展に寄与するとともに、実務に役立つ画期的な研究成果である。

### 6.3 まとめ

北東部北海道遠軽町生田原地域、北見市留辺蘂町旭西地域および弟子屈町奥



No. 1, 2 : Calculated by the formula of ISRM Commission (1985)<sup>14)</sup> and ASTM Standards (2001)<sup>15)</sup>.  
 No. 3 : Calculated by the formula of Hiramatsu et al. (1965)<sup>50)</sup>.

Fig. 6.11 Relationship between point load strength and uniaxial compressive strength of the hydrothermally altered rocks.

熱水変質岩の点載荷強さと一軸圧縮強さとの関係

春別地域に産する、主に新第三系上部中新統火砕岩および碎屑岩と鮮新統デイサイト溶岩の熱水変質岩（一軸圧縮強さが 25 MPa 未満の軟岩）の円柱（縦）および不定形点載荷強さと一軸圧縮強さとの関係についてまとめると次のとおりである。

- 1) 強制乾燥状態および強制湿潤状態における ISRM Commission (1985)<sup>14)</sup>や ASTM Standards (2001)<sup>15)</sup>によって算出した円柱（縦）点載荷強さ  $I_{s(a)}$  と一軸圧縮強さ  $q_u$  との関係は、一括して扱った関係式が  $q_u = 11.2 I_{s(a)}$ 、また、相関係数  $R$  が 0.86 であるので、高い相関が見られる。
- 2) 強制乾燥状態および強制湿潤状態における平松ほか (1965)<sup>50)</sup>によって算出した不定形点載荷強さ  $I_{s(i)}$  と一軸圧縮強さ  $q_u$  との関係は、一括して扱った関係式が  $q_u = 5.5 I_{s(i)}$ 、また、相関係数  $R$  が 0.94 であるので、非常に高い

相関が見られる。

- 3) 自然含水状態における不定形点載荷強さ  $I_{s(i)-nat}$  と試料の含水比により推定された一軸圧縮強さ  $q_{u-nat}$  とは、関係式および相関係数  $R$  がそれぞれ  $q_{u-nat} = 5.5 I_{s(i)-nat}$  および  $0.79$  であるので、高い相関が見られる。
- 4) 点載荷強さから一軸圧縮強さを算出する際には、どの点載荷強さ算定式を使用するかによって、関係式を使い分ける必要があるが、いずれにおいても、同様な一軸圧縮強さが算出できると考えられる。
- 5) 強制乾燥状態、強制湿潤状態および自然含水状態のいずれの含水状態においても、一軸圧縮強さが  $25 \text{ MPa}$  未満の軟岩領域であれば、本研究によって得られた関係式を用いて、不定形点載荷強さから一軸圧縮強さを算出することが可能である。
- 6) 本研究では、不定形点載荷強さ試験は実験室内にておこなわれたが、ポータブル点載荷強さ試験機を用いてオン・サイトで試験を実施すれば、不定形点載荷強さ試験は、より迅速に岩石の強さを評価でき、実用性がより高くなると考えられる。



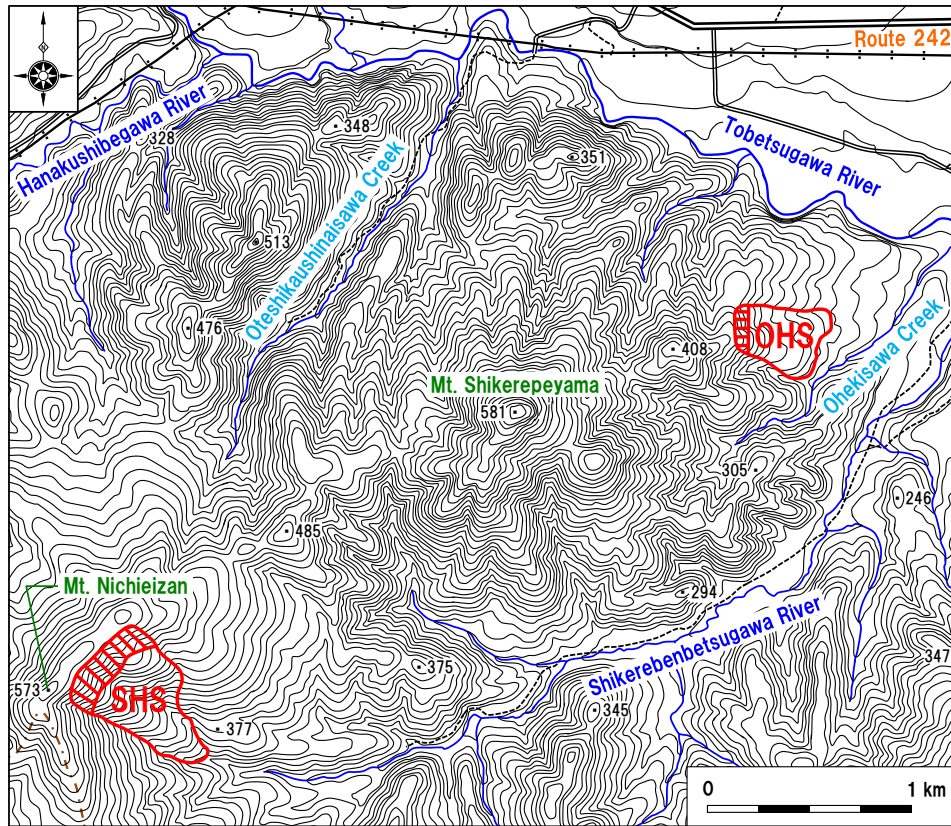
## 第7章 ランドスライドハザードアセスメント

### 7.1 はじめに

本研究で扱う黄壁沢地すべりおよびシケレベンベツ川地すべりは、それぞれ、東部北海道釧路総合振興局川上郡弟子屈町市街地の西南西方約 9 km および約 12 km 地点にある (Figs. 2.6 and 7.1). 研究対象地域は、これらの古期地すべり地を含む東西約 4.5 km, 南北約 4.3 km の範囲であり (Fig. 7.1), 同町奥春別地域南部に位置する. 本地域における近年 30 年間 (1981~2010 年) の年降水量 (観測地点: 弟子屈) は, 691~1,589 mm の範囲 (平均 1,068 mm)<sup>68)</sup> にあり (Fig. 7.2), 全国平均約 1,718 mm (1981~2010 年)<sup>68)</sup> と比較すると少ない.

本地域における地すべり研究には, 山岸編 (1993)<sup>72)</sup>, 前田・佐々木 (1997)<sup>64)</sup>, 前田ほか (2008)<sup>44)</sup>, Maeda *et al.* (2008)<sup>45)</sup> などによる地質構造や地すべり地形, 熱水変質帯地すべりに関するものがある. 本地域は, 新第三紀中新世中期から現在まで, 主に陸上火山活動の場であり, 主に前期鮮新世~前期更新世の火山-熱水系によって形成された志計礼辺山酸性熱水変質帯<sup>46)</sup>のほか, 中性やアルカリ性熱水変質帯も広く発達し<sup>47),48)</sup>, 地すべり地形はその中に分布している. 前田ほか (2008)<sup>44)</sup> および Maeda *et al.* (2008)<sup>45)</sup> では, 地すべり災害の軽減や, 地域計画, 熱水変質帯における地すべりハザードマッピングなどの基礎的資料とすることを目的として, 本地域の地形, 地質構造および熱水変質帯と地すべりとの関係を明らかにしている.

地すべりや岩盤斜面の危険度評価に関する研究はこれまで多く報告されている. 例えば, 角田ほか (1997)<sup>73)</sup> は, 国内約 100 箇所 of 地すべり斜面および 300 箇所を上回るその周辺斜面を対象として, 空中写真判読および現地調査により, 地形および地質の特徴を整理し, 評点法による安定度の診断を試みている. 前田ほか (2001)<sup>39)</sup> は, 北海道金華地すべり地域 (熱水変質帯地域) における全斜面の地形, 地質, 地質構造および熱水変質帯と最近の地すべりおよび古期地すべりとの関係について, 空中写真判読, 地表踏査, XRD 試験などによって検討し, 熱水変質帯地すべりハザードマップの作成方法についてまとめている. 森



**OHS** : Ohekisawa Slide, **SHS** : Shikerebenbetsugawa Slide.

Fig. 7.1 Location and landslide topographic maps of the Ohekisawa Slide and Shikerebenbetsugawa Slide in Teshikaga Town (Maeda *et al.*, 2008<sup>44</sup>). The topographical map is part of a 1:25,000 map of Pekereyama from the Geospatial Information Authority of Japan.

黄壁沢およびシケレベンベツ川地すべりの位置図および地すべり地形図(前田ほか, 2008<sup>44</sup>); 1983年国土地理院発行2万5千分の1地形図「辺計礼山」を使用)

脇・佐々木 (2007)<sup>74</sup>)は、円弧すべり面を想定した力学的な斜面安定解析により求めた安全率を指標とする相対的危険度評価手法を提案するとともに、主に第四紀火山岩からなる八幡平地域において、安全率の度合いに応じて4段階の危険度に色分けした危険度評価図を作成している。八木ほか (2009)<sup>75</sup>)は、AHP法を用いて地すべり地形の再活動危険度を評価するシステムを開発し、新第三紀層からなる阿賀野川中流域で抽出された312箇所地すべり斜面について、そ

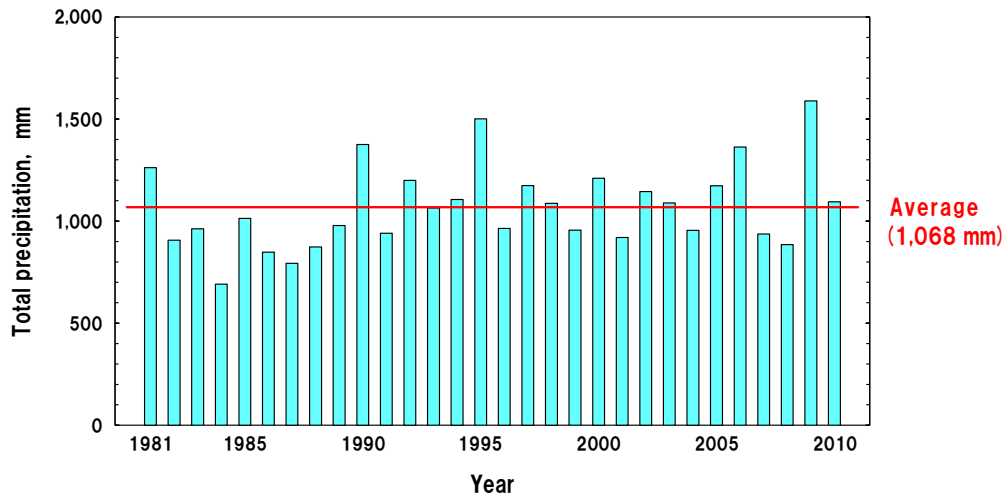


Fig. 7.2 Annual precipitation of Teshikaga Town in 30 years.

弟子屈町における近年 30 年間（1981～2010 年）の年降水量

のシステムを適用し、地すべり地形の再活動危険度分布図を作成している。しかし、これらの研究成果は、対象地域の地すべり地形内のみを対象とした危険度評価<sup>74),75)</sup>であることや、対象地域構成岩の力学特性が考慮されていないなどの問題点がある。また、熱水変質作用などの変質の影響を考慮したランドスライド危険度評価に関する研究についても、前田ほか（2001）<sup>39)</sup>を除いて、多くは報告されていない。

ここで、地すべりは重力がその起動力であり、地すべりを発生させる重力の成分はせん断力である。その力に対する抵抗性は斜面構成物質のせん断強さであり、もしも、せん断力がせん断強さを上回るならば、地すべりが発生する<sup>5)</sup>。そのため、例えば、合理的な地すべりの安定解析をおこなうには、地すべり移動体のせん断強さ特性の把握が重要となるが、時間的、経済的な制約や、安定計算におけるせん断強さの活用の難しさなどから、せん断強さ試験がおこなわれない場合も少なくない<sup>76)-79)</sup>。

そこで、本研究では、前田ほか（2008）<sup>44)</sup>および Maeda *et al.*（2008）<sup>45)</sup>によって得られた研究成果に基づいて、黄壁沢－シケレベンベツ川地すべり地域（Fig. 7.1）における全斜面の地形、斜面地質（岩質）、地質構造および熱水変質帯に加えて、点載荷強さ試験に基づく熱水変質岩の力学特性を考慮したランドスラ

イドハザードマップを作成し、本地域のランドスライドハザードアセスメントを試みた。前述のように、点載荷強さ試験は、岩石の強さを簡便かつ迅速に評価できるので、ランドスライドハザードマッピングをおこなう際にも非常に有効な試験方法の一つであると考えられる。

ここで、熱水変質帯地すべりとは、地すべりの地質学的分類の一つであり、地質時代および歴史時代の火山－熱水系によって形成された熱水変質帯で発生する地すべりのことである<sup>45),59),67),80)</sup>。温泉地すべり<sup>81)</sup>や火山性地すべり（噴気変質帯型地すべりおよび旧変質帯型地すべり）<sup>82)</sup>はこの熱水変質帯地すべりに相当する。例えば、日本における熱水変質帯地すべりには、青森県浅虫温泉および八甲田地すべり、宮城県鬼首温泉および鳴子温泉地すべり、群馬県万座および熊池地すべり、神奈川県早雲山および大涌谷地すべり、大分県明礬地すべりなどがある<sup>81),83),84)</sup>。また、本研究では、斜面変動の総称をランドスライドと呼ぶことにする。

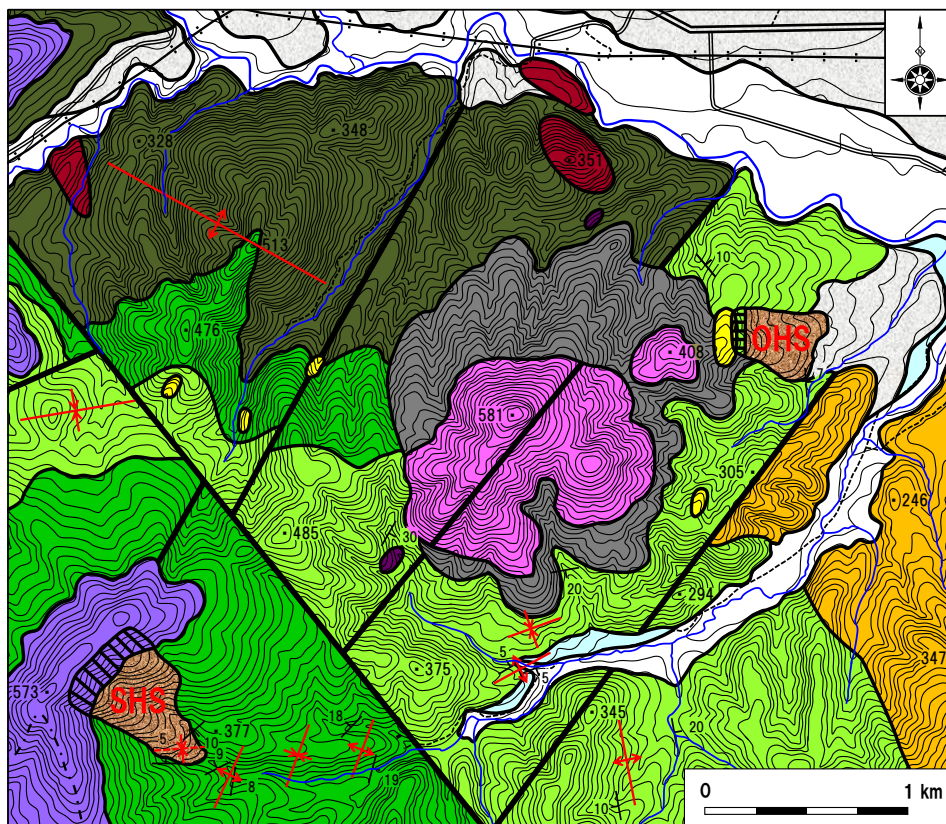
## 7.2 地すべり地形，地質および熱水変質

本地域の地すべり地形，地質および熱水変質について，前田ほか（2008）<sup>44)</sup>および Maeda *et al.*（2008）<sup>45)</sup>に基づいて，記述する。

### 7.2.1 地すべり地形

奥春別地域南部の地形は，新第三系上部中新統および上部鮮新統，新第三紀岩脈類と，第四系更新統弟子屈火山外輪山溶岩分布域ではほぼ山地で占められ，その最高点が志計礼辺山の標高 581 m であり，第四系更新統河成段丘堆積物および完新統沖積堆積物分布域ではそれぞれ段丘地および低地である（Figs. 7.1 and 7.3）。

地すべり地形は二箇所を確認され，黄壁沢中流域およびシケレベンベツ川上流域の地すべりをそれぞれ黄壁沢地すべりおよびシケレベンベツ川地すべりと仮称する（Fig. 7.1）。黄壁沢地すべりは，全長約 410 m および移動体の幅約 350 m の規模を持ち，移動体の斜面勾配が約 10～20°である（Fig. 7.1 および Table 7.1）。この地すべり地形は，凸状台地型地形<sup>85)</sup>の大きく，二つのユニットから



LEGEND

Holocene-Pleistocene

- |                                 |   |
|---------------------------------|---|
| Alluvial river deposits         | Gravel, sand, silt, and clay  |
| Landslide deposits              | Rubble, sand, silt, and clay  |
| Talus deposits                  | Rubble, sand, silt, and clay  |
| Lower fluvial terrace deposits  | Gravel, sand, silt, and clay  |
| Higher fluvial terrace deposits | Gravel, sand, silt, and clay  |
| Teshikaga Volcano Somma Lava    | Basaltic and andesitic lavas and tuff breccia                       |
| Shikerepempetsu Formation       | Conglomerate, sandstone, mudstone, and dacitic volcaniclastic rocks |

Dikes

- |  |          |
|--|----------|
|  | Rhyolite |
|  | Andesite |
|  | Basalt   |

Upper Pliocene Series

- |                    |               |
|--------------------|---------------|
| Shikerepuyama Lava | Dacitic lavas |
|--------------------|---------------|

Upper Miocene Series

- |                           |   |
|---------------------------|---|
| Shikerepe Formation       | Andesitic and dacitic volcaniclastic rocks, sandstone, and mudstone |
| Hanakushibe Formation     | Mudstone and andesite volcaniclastic rocks                          |
| Oteshikaushinai Formation | Conglomerate and andesitic to dacitic volcaniclastic rocks          |

- |  |                 |
|--|-----------------|
|  | Strike and dip  |
|  | Anticlinal axis |
|  | Synclinal axis  |
|  | Faults          |

- |  |                               |
|--|-------------------------------|
|  | OHS Ohakisawa Slide           |
|  | SHS Shikerebenbetsugawa Slide |

Fig. 7.3 Geological map of the Ohakisawa-Shikerebenbetsugawa landslide area (Compiled from Maeda *et al.*, 2008<sup>44</sup>).

黄壁沢－シケレベンベツ川地すべり地域の地質図（前田ほか，2008<sup>44</sup>）を編集）

Table 7.1 Analysis of ancient Ohekisawa Slide and Shikerebenbetsugawa Slide.

黄壁沢地すべりおよびシケレベンベツ川地すべりの特徴

Items	Ohekisawa Slide (OHS)	Shikerebenbetsugawa Slide (SHS)
Total length, m	410	595
Width, m	350	175 (foot) -450 (main body)
Angle of slope	10-20°	10-25°
Bedrock geology	Shikerepe Formation Coarse tuff and tuffaceous medium sandstone	Hanakushibe Formation Fine tuff, mudstone, and lapilli tuff
Classification of landslide		
- based on bedrock geology	Hydrothermal alteration zone landslide	Hydrothermal alteration zone landslide
- based on landslide body	Weathered and hydrothermally altered rockslide	Weathered and hydrothermally altered rockslide
Geological structures	Dip slope	Dip slope and cap rock of lava
Hydrothermal alteration zone	Smectite and smectite-bearing mordenite zones	Smectite and smectite-bearing laumontite zones

なる (Fig. 7.1). シケレベンベツ川地すべりは、全長約 595 m, 移動体頭部～胴部の幅約 450 m, その脚部の幅約 175 m の規模を持ち、移動体の斜面勾配が約 10～25°である (Fig. 7.1 および Table 7.1). この地すべり地形も、凸状台地型地形<sup>85)</sup>の大きく、二つのユニットからなる (Fig. 7.1). これは山岸編 (1993)<sup>72)</sup>の弟子屈 No. 7 の地すべり地形に相当する. また、この幅、全長、面積などのデータも山岸ほか (1996)<sup>86)</sup>にも載っている.

黄壁沢地すべりの基岩は、シケレペ層粗粒凝灰岩および凝灰質中粒砂岩からなり (Table 7.1), 熱水変質作用および風化作用を受けている. ここで、凸状台地型地形は青年型地すべり地形<sup>87)</sup>とも呼ばれ、これを持つ地すべりは、変質作用として熱水変質作用を受けてなく、風化作用のみを受けている場合には、移動体構成物質に基づく、風化岩地すべり<sup>87)</sup>に分類されるが、熱水変質作用を受けた場合には、風化・熱水変質岩 (熱水変質作用および風化作用を重複して受けた岩石) 地すべり<sup>5)</sup>に分類される. それゆえ、黄壁沢地すべりの移動体は、主に基岩起源の風化・熱水変質岩やその岩層からなり、前述のように、凸状台地型地形を示すので、大部分風化・熱水変質岩からなると考えられる. したがって、この地すべりは、移動体構成物質に基づく、風化・熱水変質岩地すべりに分類できる (Table 7.1). 一方、シケレベンベツ川地すべりの基岩は、ハナクシベ層細粒凝灰岩、泥岩および火山礫凝灰岩からなる (Table 7.1). 前述のように、この地すべりも、凸状台地型地形を示すので、移動体構成物質に基づく

Table 7.2 List of aerial photographs.

## 空中写真の一覧

Reference No.	Photography fiscal year	Area	Scale	Photography course	Photography No.	Latitude and longitude
CHO-77-34	1977	Akanko	1/15,000	C9B	8	43° 27' 54"N, 144° 17' 36"E
CHO-77-34	1977	Akanko	1/15,000	C9B	9	43° 27' 53"N, 144° 18' 43"E
CHO-77-34	1977	Akanko	1/15,000	C9B	10	43° 27' 51"N, 144° 19' 55"E
CHO-77-34	1977	Akanko	1/15,000	C9B	11	43° 27' 49"N, 144° 21' 5"E
CHO-77-34	1977	Akanko	1/15,000	C9B	12	43° 27' 49"N, 144° 22' 25"E
CHO-77-34	1977	Akanko	1/15,000	C10	20	43° 26' 42"N, 144° 17' 19"E
CHO-77-34	1977	Akanko	1/15,000	C10	21	43° 26' 40"N, 144° 18' 26"E
CHO-77-34	1977	Akanko	1/15,000	C10	22	43° 26' 39"N, 144° 19' 28"E
CHO-77-34	1977	Akanko	1/15,000	C10	23	43° 26' 38"N, 144° 20' 26"E
CHO-77-34	1977	Akanko	1/15,000	C10	24	43° 26' 36"N, 144° 21' 21"E
CHO-77-34	1977	Akanko	1/15,000	C10	25	43° 26' 34"N, 144° 22' 33"E

と、風化・熱水変質岩地すべりに分類できる (Table 7.1)。

なお、地すべり地形は、滑落崖と地すべり移動体を 1 万 5 千分の 1 空中写真 (国土画像情報(カラー空中写真)<sup>88)</sup>; Table 7.2) 判読によって認定した後、地表踏査をおこなって確認した。地すべり地は、いずれも、これらの空中写真撮影時には唐松などの高木が繁茂する林地であったが、地すべり地形の分類は、空中写真判読と 5 千分の 1 地形図判読によって、藤原 (1970)<sup>83)</sup>、渡 (1971)<sup>87)</sup>、渡、酒井 (1975)<sup>89)</sup>および渡 (1992)<sup>85)</sup>に基づいておこなった。

### 7.2.2 地質

本地域の地質の概要については、「第 2 章 研究対象地域の地質および熱水変質」で記述したとおりである。ここでは、本地域の地質構造について記述する。なお、本地域の地質は、主に文献調査、空中写真判読および地質調査によって検討した。

上部中新統オテシカウシナイ層、ハナクシベ層およびシケレペ層の走向は、地域北西部のオテシカウシナイ沢～花苦志辺川下流域と北東部の鑑別川右岸域では NW-SE 方向、地域西部の花苦志辺川中流域では ENE-WSW 方向、地域南部～南西部のシケレベンベツ川中流～上流域では NNE-SSW～NE-SW 方向と ENE-WSW 方向を示す。これらの地層の傾斜は緩く、一般に 30°以下である。

褶曲構造は、地域北西部のオテシカウシナイ沢～花苦志辺川下流域では NW-SE 方向の褶曲軸を持つ背斜構造，地域西部の花苦志辺川中流域では ENE-WSW 方向の褶曲軸を持つ向斜構造，地域南東部のシケレベンベツ川中流域では NNW-SSE 方向の褶曲軸を持つ背斜構造，地域南部のシケレベンベツ川中流域では ENE-WSW 方向の褶曲軸を持つ波状褶曲，地域南西部のシケレベンベツ川上流域では NNE-SSW～ENE-WSW 方向の褶曲軸を持つ波状褶曲が発達している (Fig. 7.3).

シケレペ層は、地域北東部では、走向傾斜が NNW-SSE～NW-SE, 10°NE で、同斜構造を示す。

断層は、主に NE-SW 系および NNE-SSW 系と、これらを切る NW-SE 系が発達している (Fig. 7.3).

### 7.2.3 熱水変質

本地域の熱水変質の概要については、「第2章 研究対象地域の地質および熱水変質」で記述したとおりである。ここでは、本地域の熱水変質帯について記述する。なお、本地域の熱水変質帯は、主に地表踏査および XRD 試験によって検討した。XRD 試験によって同定された熱水変質鉱物は石英、オパール CT、カリ長石、アルバイト（曹長石）、イライト、イライト／スメクタイト混合層鉱物、クローライト（緑泥石）、スメクタイト、スティルバイト（束沸石）、クリノタイロライト（斜プチロル沸石）、モルデナイト（モルデン沸石）、ヒューランドナイト（輝沸石）、チャバツァイト（菱沸石）、アナルサイト（方沸石）、ローモンタイト（濁沸石）、カルサイト（方解石）、アルナイト（明バン石）、ナトロアルナイト（ソーダ明バン石）、南石およびパイライト（黄鉄鉱）である (Fig. 7.4).

熱水変質帯の鉱物組合せおよび地表熱水変質帯分布図をそれぞれ Fig. 7.4 および Fig. 7.5 に示す。

アルナイトー石英帯は、主に地域中央部の志計礼辺山溶岩に見られ (Fig. 7.5)、石英とアルナイトを主とし、ナトロアルナイト、南石、自然硫黄、パイライトなどを伴い (Fig. 7.4)、珪化帯である。

プロピライト帯は、主に地域北西部のローモンタイト帯およびスメクタイト帯中や、地域南西部のイライト帯中に島状に分布し (Fig. 7.5)、石英、アルバ



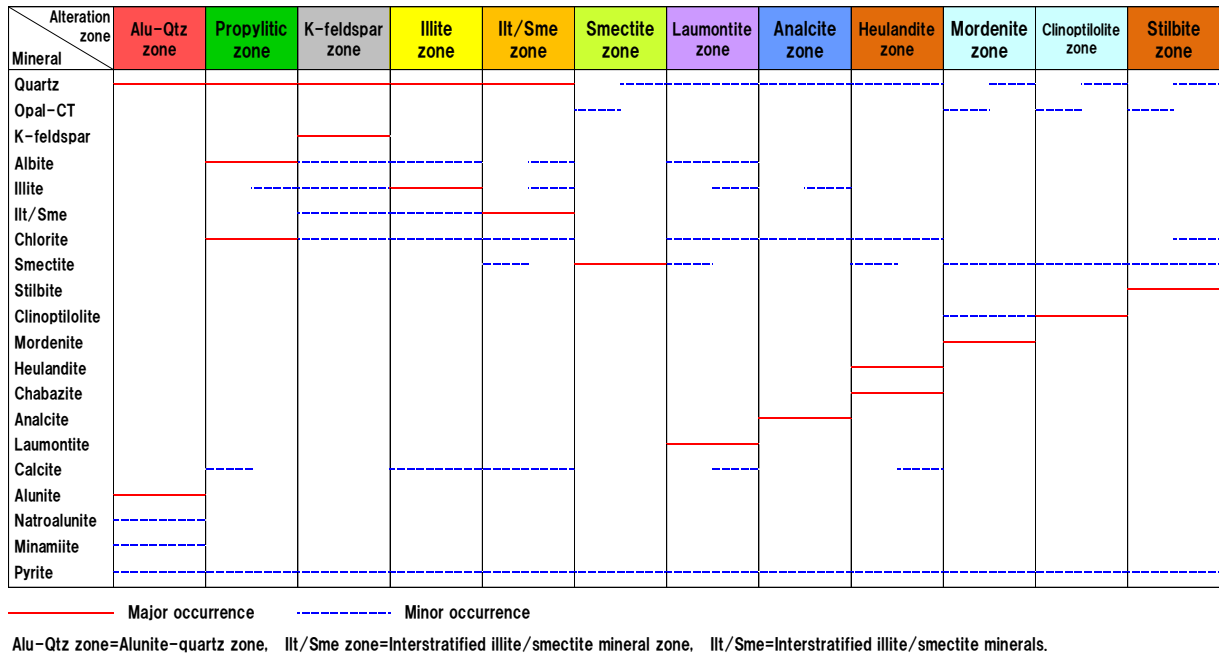


Fig. 7.4 Mineral assemblages of hydrothermal alteration zones (Maeda *et al.*, 2008<sup>44</sup>).

熱水変質帯の鉱物組合せ（前田ほか，2008<sup>44</sup>）

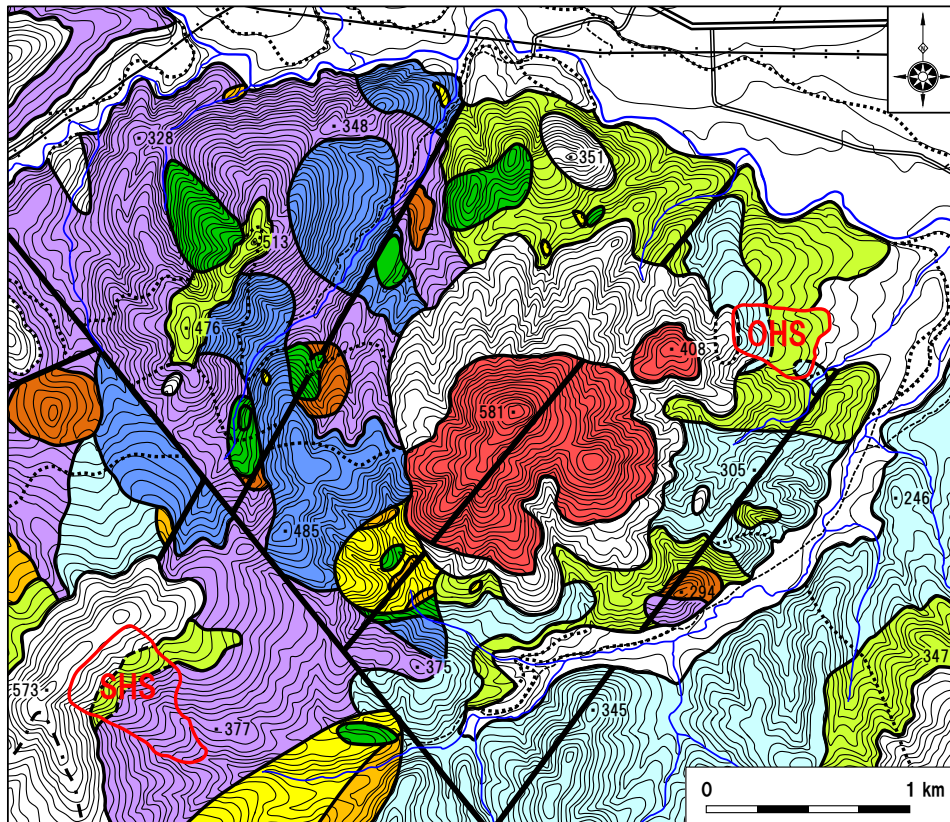
イトおよびクローライトを主とし、イライト、カルサイト、パイライトなどを伴う（Fig. 7.4）。

カリ長石帯は、石英とカリ長石を主とし、アルバイト、イライト、イライト／スメクタイト混合層鉱物、クローライト、パイライトなどを伴い（Fig. 7.4）、通常、珪化帯である。この変質帯は、イライト帯またはイライト／スメクタイト混合層鉱物帯中に見られるが、分布が極めて小範囲であるため、地表熱水変質帯分布図に記していない。

イライト帯は、主に地域南西部のローモンタイト帯、アナルサイト帯およびモルデナイト帯やプロピライト帯と接して、NE-SW 方向に伸長して分布し（Fig. 7.5）、石英とイライトを主とし、アルバイト、クローライト、イライト／スメクタイト混合層鉱物、カルサイト、パイライトなどを伴う（Fig. 7.4）。

イライト／スメクタイト混合層鉱物帯は、地域南西部のイライト帯中に NE-SW 方向に伸長して狭小に分布し、または、地域西部のローモンタイト帯お

よびスメクタイト帯や、アナルサイト帯およびモルデナイト帯と接して、NNW-SSE 方向に伸長して分布し (Fig. 7.5), 石英とイライト/スメクタイト混



LEGEND

- |  |  |
|--|--|
| <span style="display:inline-block; width:15px; height:15px; background-color:red; border:1px solid black;"></span> Alunite-quartz zone                 | <span style="display:inline-block; width:15px; height:15px; background-color:green; border:1px solid black;"></span> Propylitic zone                               |
| <span style="display:inline-block; width:15px; height:15px; background-color:yellow; border:1px solid black;"></span> Illite zone                      | <span style="display:inline-block; width:15px; height:15px; background-color:orange; border:1px solid black;"></span> Interstratified illite/smectite mineral zone |
| <span style="display:inline-block; width:15px; height:15px; background-color:lightgreen; border:1px solid black;"></span> Smectite zone                | <span style="display:inline-block; width:15px; height:15px; background-color:purple; border:1px solid black;"></span> Laumontite zone                              |
| <span style="display:inline-block; width:15px; height:15px; background-color:blue; border:1px solid black;"></span> Analcite zone                      | <span style="display:inline-block; width:15px; height:15px; background-color:brown; border:1px solid black;"></span> Heulandite and stilbite zones                 |
| <span style="display:inline-block; width:15px; height:15px; background-color:cyan; border:1px solid black;"></span> Mordenite and clinoptilolite zones | <span style="display:inline-block; width:15px; height:15px; background-color:white; border:1px solid black;"></span> Least altered zone                            |
| <span style="display:inline-block; width:15px; height:15px; border-bottom:1px solid black;"></span> Faults   | <span style="display:inline-block; width:15px; height:15px; border-bottom:1px dashed black;"></span> Boundary line of geology                                      |
| <span style="display:inline-block; width:15px; height:15px; border:1px solid red; border-radius:50%;"></span> Outline of ancient landslide             |  |

OHS : Ohekisawa Slide, SHS : Shikerebenbetsugawa Slide

Fig. 7.5 Distribution of hydrothermal alteration zones in the Ohekisawa-Shikerebenbetsugawa landslide area (Compiled from Maeda *et al.*, 2008<sup>44</sup>).

黄壁沢－シケレベンベツ川地すべり地域の地表熱水変質帯分布図（前田ほか，2008<sup>44</sup>）を編集）

合層鉱物を主とし、アルバイト、イライト、クローライト、カルサイトおよびパイライトのほか、スメクタイトを伴うこともある (Fig. 7.4).

スメクタイト帯は、主に地域北東部と南西部に分布し (Fig. 7.5)、スメクタイトを主とし、石英やオパール CT、パイライトなどを伴う (Fig. 7.4).

ローモンタイト帯は、主に地域西部に広く分布し (Fig. 7.5)、ローモンタイトを主とし、石英、アルバイト、クローライト、カルサイトおよびパイライトのほか、まれにイライトやスメクタイトを伴う (Fig. 7.4).

アナルサイト帯は、地域西部のローモンタイト帯中に比較的広く分布し (Fig. 7.5)、アナルサイトを主とし、石英、クローライトおよびパイライトのほか、まれにイライトを伴う (Fig. 7.4).

ヒューランダイト帯は、主にローモンタイト帯やスメクタイト帯中に小規模にスティルバイト帯と混在し (Fig. 7.5)、ヒューランダイトやチャバツアイトを主とし、石英、クローライト、カルサイトおよびパイライトのほか、まれにスメクタイトを伴う (Fig. 7.4).

モルデナイト帯は、地域東部に比較的広く、また、地域西部に局所的に分布し (Fig. 7.5)、モルデナイトやクリノタイロライトを主とし、石英やオパール CT、スメクタイト、パイライトなどを伴う (Fig. 7.4).

クリノタイロライト帯は、主に地域東部に比較的広く分布し (Fig. 7.5)、クリノタイロライトを主とし、石英やオパール CT、スメクタイト、パイライトなどを伴う (Fig. 7.4).

スティルバイト帯は、小規模にヒューランダイト帯と混在し (Fig. 7.5)、スティルバイトを主とし、石英やオパール CT、スメクタイト、パイライトのほか、まれにクローライトを伴う (Fig. 7.4).

本地域では、生成温度や熱水溶液 pH の異なる様々な熱水変質帯が複雑に入り交じって分布する (Fig. 7.5). これらの熱水変質帯を構成する熱水変質岩は、アルナイトー石英帯やカリ長石帯の珪化岩を除くと、大部分、軟岩である.

### 7.3 ランドスライドハザードマッピング

黄壁沢ーシケレベンベツ川地すべり地域の全斜面における地すべりの素因を

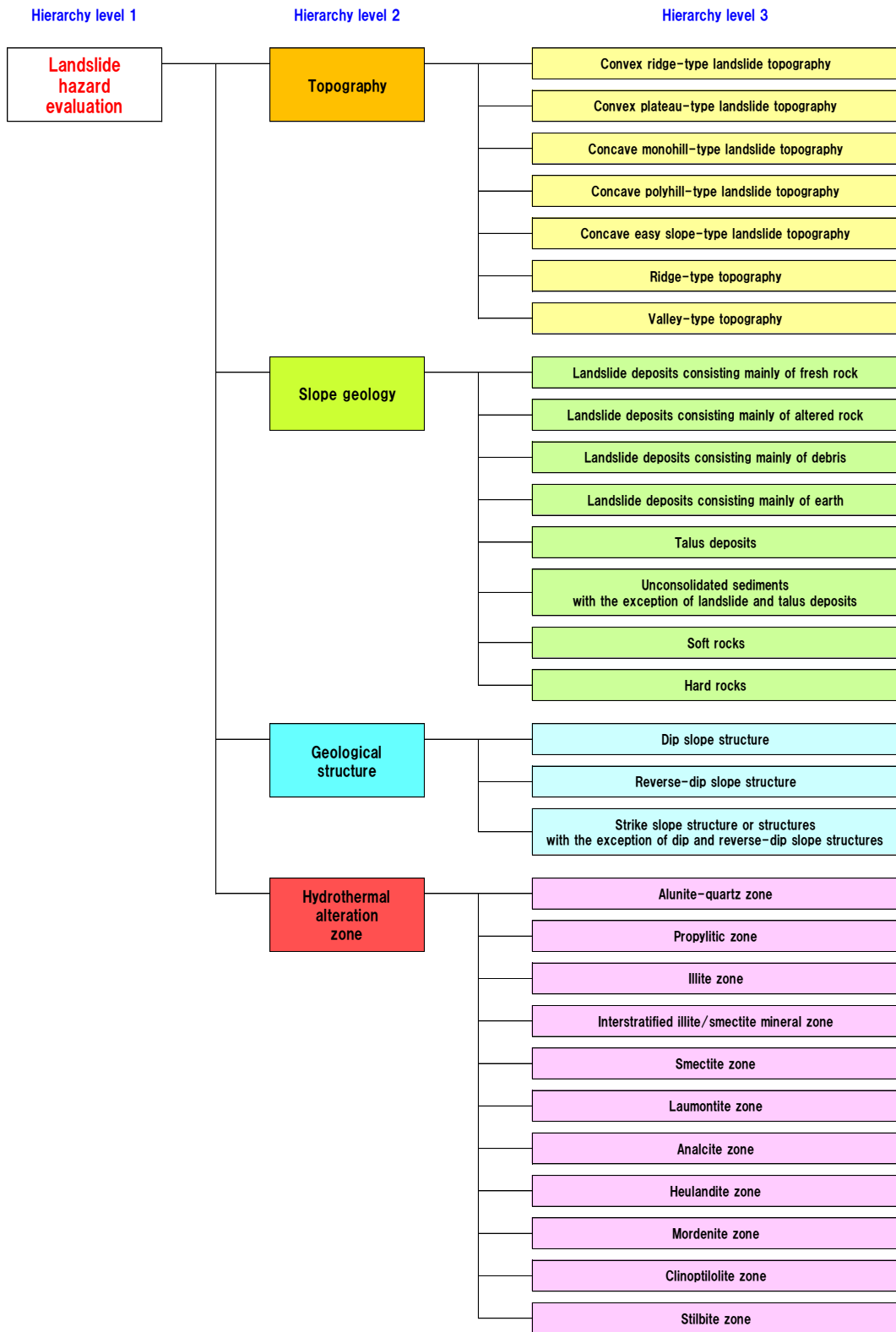


Fig. 7.6 Hierarchy-structure of AHP for landslide hazard evaluation.

ランドスライド危険度評価のための AHP 法による階層構造

分析し、ランドスライドハザードマッピングを試みた。地すべりの素因は地形的および地質的要因<sup>90)~93)</sup>からなる。その素因項目は、地形と、地質的要因のうち、斜面地質（岩質）、地質構造および熱水変質帯とである。斜面におけるランドスライド危険度は、これらの素因項目から AHP（Analytic Hierarchy Process：階層化意思決定分析）法による評点累計によって評価し、I~V に分類されたハザードランクに基づいて、ランドスライドハザードマップを作成した。AHP 法とは、Saaty (1980)<sup>94)</sup>によって開発された意思決定法の一つであり、評価項目の重要度ウェイトを一対比較に基づいて決定する解析方法である。

本研究におけるランドスライド危険度評価のための AHP 法による階層構造を Fig. 7.6 に示す。この階層構造から、まず、素因項目間の重要度ウェイト、次に、その下位の各要因間の重要度ウェイトを算出し、各要因におけるランドスライド危険度を得点化した。本研究では、評価項目の重要度ウェイトを算出する際の一対比較の基準尺度は、1：同じ程度、3：やや重要、5：重要、7：非常に重要、9：絶対に重要とし（2, 4, 6, 8 を補完的に使用）、重要度が低い場合はその逆数とした（Table 7.3）。また、重要度ウェイトの算出は、幾何平均法を用いておこなった。なお、一対比較の整合性は、整合度（コンシステンシー指数：C.I.）を用いて評価し、C.I. < 0.10~0.15 の条件を満たすとき、整合性があるとされる<sup>94)</sup>。それゆえ、本研究では、C.I. < 0.10 の条件を満たすとき、一対比較は整合的であると判断した。

Table 7.3 Intensity of importance and its definition for pairwise comparisons in the AHP.

AHP 法における一対比較の重要性の基準尺度とその定義

Intensity of importance	Definition
1	Equal importance
3	Moderate importance
5	Strong importance
7	Very strong importance
9	Absolute importance
2, 4, 6, 8	For compromises between the above
Reciprocals of above	In comparing elements X and Y - if X is 3 compared to Y - then Y is 1/3 compared to X

Landslide hazard evaluation		A	B	C	D	Weight
A	Topography	1	1	2	3	0.355
B	Slope geology	1	1	2	3	0.355
C	Geological structure	1/2	1/2	1	1	0.160
D	Hydrothermal alteration zone	1/3	1/3	1	1	0.130

C.I. = 0.007 < 0.1

Fig. 7.7 Pairwise comparisons of factors for landslide hazard evaluation in the hierarchy level 2.

素因項目（地形，斜面地質，地質構造および熱水変質帯）間の一対比較

### 7.3.1 素因項目（階層レベル2）間の一対比較

階層レベル2における素因項目（地形，斜面地質，地質構造および熱水変質帯）間の一対比較の結果を Fig. 7.7 に示す。

地すべり地は，一般に，ある共通の地形的特性を持ち，地すべり地形と呼ばれる特殊な地形を形成している<sup>5),83),91)</sup>。また，地すべりは，地質的に特定の条件をもつ場所で多発しており<sup>5),83),91)</sup>，これらの地形および地質の把握がランドスライド危険度を評価するうえで重要となる。それゆえ，一対比較では，「地形」と「斜面地質」とは同程度の重要性があるとして1を，これら2つの項目は「地質構造」と比べて同程度またはやや重要であるとして2を，「熱水変質帯」と比べてやや重要であるとして3とした。また，「地質構造」と「熱水変質帯」とは同程度の重要性があるとして1とした。その結果，素因項目間の重要度ウェイトは，「地形」および「斜面地質」で0.355，「地質構造」で0.160と，「熱水変質帯」で0.130となった。なお，整合度は0.007であり，各素因項目間の一対比較の結果は整合的であると判断できる。

### 7.3.2 素因項目（地形）に関する各要因（階層レベル3）間の一対比較

地すべりの地形的要因には，凸状尾根型，凸状台地型，凹状台地型（単丘），凹状台地型（多丘）および凹状緩斜面型（沢型）地すべり地形がある<sup>85),87),89),91),93),95)</sup>（Fig. 7.8），また，これらの地すべり移動体は，主に新鮮岩，熱水変質岩，風化岩，風化・熱水変質岩，岩屑および土砂のいずれかから構成

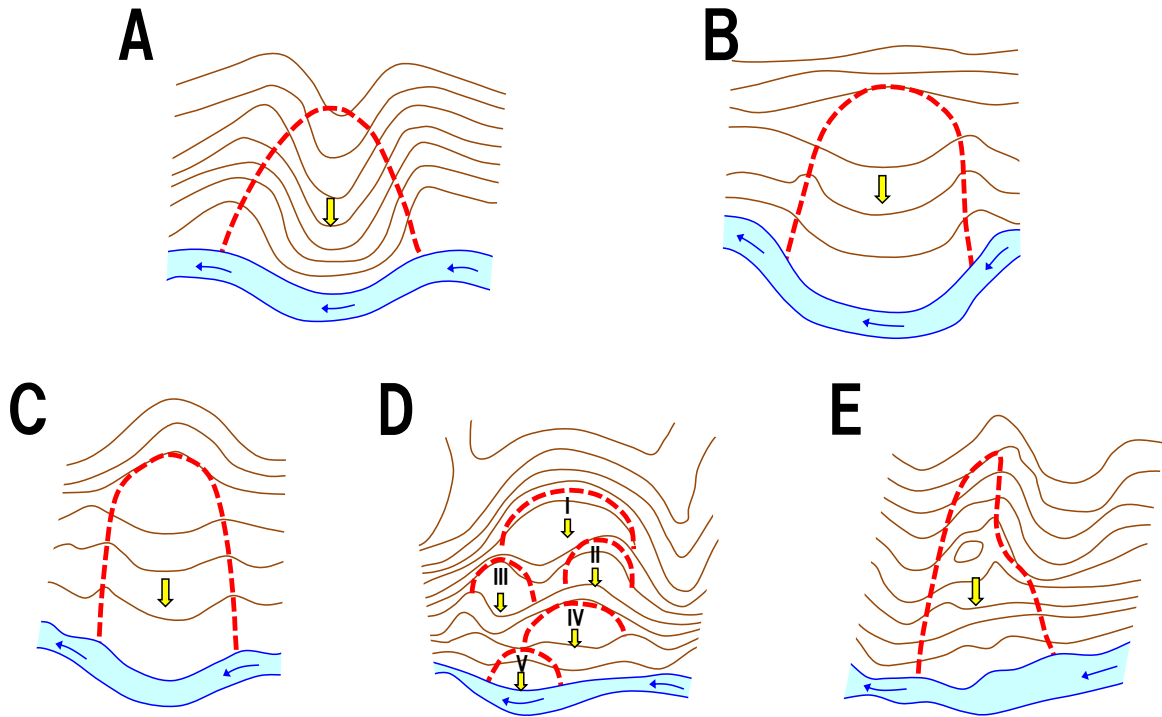


Fig. 7.8 Time-series classification of landslide topography (Watari, 1992<sup>85</sup>). A: Convex ridge-type landslide topography, B: Convex plateau-type landslide topography, C: Concave monohill-type landslide topography, D: Concave polyhill-type landslide topography E: Concave easy slope-type landslide topography.

時系列的に分類した地すべり地形の典型（渡，1992<sup>85</sup>）；A：凸状尾根型地すべり地形，B：凸状台地型地すべり地形，C：凹状台地型（単丘）地すべり地形，D：凹状台地型（多型）地すべり地形，D：凹状緩斜面型（沢型）地すべり地形）

される<sup>5)</sup>。凸状尾根型地すべり地形（Fig. 7.8A）<sup>85,93,96)</sup>は、地形全体から見て凸状の山腹や尾根先や主尾根部から分岐した小尾根部に地すべりが発生するもので、頭部の台地状部が尾根状を呈している。第一次クラックはこの尾根中腹の鞍部などに発生することが多く、斜面中腹は30~40°程度の急斜面を呈する。地すべり地形は山腹全体として見れば、地すべり運動によって削剥され、凹地形であるのに対して、このような地形を示さないのは、地すべり移動体の大半が新鮮岩または熱水変質岩から構成されるためである。凸状台地型地すべり地形

(Fig. 7.8B)<sup>85,93,96)</sup>は、一見、段丘地形のように見えることもあるが、地表付近に段丘礫層を伴わないものが多く、地すべりの多くは下部の急斜面と台地部に発生する。この台地部を形成している地すべり移動体の大部分は風化作用や熱水変質作用を様々な程度に受けた熱水変質岩、風化岩、風化・熱水変質岩などから構成され、斜面下部には崖錐堆積物の比較的緩い斜面が存在する場合や、河川浸食によって急崖を呈する場合もある。凹状台地型地すべり地形 (Fig. 7.8C,D) は、最も典型的な地すべり地形であって、周辺の地形から比べて上部の滑落崖付近では凹状を呈し、移動体頭部から脚部にかけては逆に凸状を呈する<sup>93)</sup>。この地形は、頭部や緩傾斜面の形状によって単丘型と多丘型に分かれる。凹状台地型 (単丘) 地すべり地形 (Fig. 7.8C)<sup>85,93,96)</sup>は、滑落崖の下に一つの台地状緩斜面を持つもので、地すべりとしては比較的単純な機構を持つ。滑落崖の下には凹地や池、沼、湿地などを持つことが多く、台地部の両側は側方亀裂または沢地形になっていることが多い。また、二次的な流動状の地すべりを伴っていることもある。地すべり移動体の大部分は風化岩、風化・熱水変質岩や岩屑から構成されることが多い。凹状台地型 (多丘) 地すべり地形 (Fig. 7.8D)<sup>85,93,96)</sup>は、頭部がその後の地すべり運動によって分丘して斜面内に多くの小丘を残すもので、地すべり斜面は全体として凹凸に富み、それぞれの小台地または小丘を中心として、それぞれ一つの地すべりユニットを形成する。したがって、両側面のみならず、斜面内にも多数の小沢ができ、これが各地すべりユニットの境界をなすことが多い。前述の単丘型がさらに進行した形で、運動も複雑で、活発化の頻度も高い。地すべり移動体の大部分は岩屑や土砂から構成されることが多い。凹状緩斜面型 (沢型) 地すべり地形 (Fig. 7.8E)<sup>85,93,96)</sup>は、頭部の台地状部がその後の地すべり運動と浸食によってほとんど失われ、また、分丘作用がさらに進むと、全体として一様な緩斜面となる。両側面の沢も繰り返された運動のために片方が失われていることが多い。安定度が悪いため、少量の降雨にも影響されることが多く、断続的または継続的に運動を繰り返すことが多いため、今後、どこから地すべりが発生するのかを地形から予測することが難しい。地すべり移動体の大部分は土砂から構成されることが多い。

地すべり地形とは地すべりによって形成された地形であるので、再活動型地すべりはこれらの五種の地形の場で起こり、新規の地すべりは非地すべり地形



Topography		A	B	C	D	E	F	G	Weight
A	Convex ridge-type landslide topography	1	1/2	1/4	1/5	1/5	2	5	0.063
B	Convex plateau-type landslide topography	2	1	1/3	1/4	1/4	3	6	0.093
C	Concave monohill-type landslide topography	4	3	1	1/2	1/3	5	8	0.181
D	Concave polyhill-type landslide topography	5	4	2	1	1	6	8	0.285
E	Concave easy slope-type landslide topography	5	4	3	1	1	7	9	0.314
F	Ridge-type topography	1/2	1/3	1/5	1/6	1/7	1	5	0.044
G	Valley-type topography	1/5	1/6	1/8	1/8	1/9	1/5	1	0.019

C.I. = 0.067 &lt; 0.1

Fig. 7.9 Pairwise comparisons of topography in the hierarchy level 3.

素因項目（地形）に関する各要因間の一対比較

の場で発生する<sup>39)</sup>。115例の道路建設に伴う切土工によって発生した地すべりと平面斜面形との関係は、尾根型が48.7%（56箇所）、波型が16.5%（19箇所）、複合型が13.9%（16箇所）、直線型が11.3%（13箇所）、沢型が7.8%（9箇所）、不明が1.7%（2箇所）であった<sup>97)</sup>。これらの平面斜面形のうち、尾根型および谷型（沢型）地形と前述の地すべり地形とに着目し、階層レベル3における素因項目（地形）に関する各要因間の一対比較をおこなった（Fig. 7.9）。その結果、各要因間の重要度ウェイトは高い順に、「凹状緩斜面型（沢型）地すべり地形」で0.314、「凹状台地型（多丘）地すべり地形」で0.285、「凹状台地型（単丘）地すべり地形」で0.181、「凸状台地型地すべり地形」で0.093、「凸状尾根型地すべり地形」で0.063、「尾根型地形」で0.044および「谷型地形」で0.019となった。なお、整合度は0.067であり、各素因項目間の一対比較の結果は整合的であると判断できる。

### 7.3.3 素因項目（斜面地質）に関する各要因（階層レベル3）間の一対比較

本地域の斜面地質は、平坦地を構成する河成段丘堆積物および沖積堆積物を除くと、主に火砕岩類、碎屑岩類、溶岩類、貫入岩類、崖錐堆積物および古期地すべり堆積物に区分される（Fig. 7.3）。

Slope geology		A	B	C	D	E	F	G	H	Weight
A	Landslide deposits consisting mainly of fresh rock	1	1/2	1/3	1/3	2	3	4	7	0.116
B	Landslide deposits consisting mainly of altered rock	2	1	1/2	1/2	3	4	5	8	0.174
C	Landslide deposits consisting mainly of debris	3	2	1	1	4	5	6	9	0.263
D	Landslide deposits consisting mainly of earth	3	2	1	1	4	5	6	9	0.263
E	Talus deposits	1/2	1/3	1/4	1/4	1	2	3	6	0.078
F	Unconsolidated sediments with the exception of landslide and talus deposits	1/3	1/4	1/5	1/5	1/2	1	2	5	0.052
G	Soft rocks	1/4	1/5	1/6	1/6	1/3	1/2	1	4	0.037
H	Hard rocks	1/7	1/8	1/9	1/9	1/6	1/5	1/4	1	0.017

C.I. = 0.046 < 0.1

Fig. 7.10 Pairwise comparisons of slope geology in the hierarchy level 3.

素因項目（斜面地質）に関する各要因間の一対比較

斜面構成物質は、通常、固結した岩石からなる固結地盤および未固結堆積物からなる未固結地盤と表土からなる。固結地盤（軟岩および硬岩）は、岩盤とも呼ばれ、火成岩、堆積岩および変成岩の新鮮岩とそれらの変質岩からなる。未固結地盤は地すべり堆積物、崖錐堆積物、扇状地堆積物、段丘堆積物、火山砕屑物などからなる。それゆえ、地すべり移動体の物質構成は、新鮮岩、熱水変質岩、風化岩、風化・熱水変質岩、岩屑、土砂および表土の七つに区分される<sup>5)</sup>。ここで、岩屑は直径 2 mm 以上の粒子が 20~80%を占める粗粒分の多い土質、土砂は 2 mm 以下の粒子が 80%以上を占める細粒分の多い土質である<sup>98)</sup>。以上のことから、斜面地質におけるランドスライド危険度の評価項目は、新鮮岩、変質岩（熱水変質岩、風化岩、風化・熱水変質岩）、岩屑および土砂を主とする五種の地すべり堆積物、崖錐堆積物、それ以外の未固結堆積物、軟岩および硬岩とし、階層レベル 3 における素因項目（斜面地質）に関する各要因間の一対比較をおこなった（Fig. 7.10）。その結果、各要因間の重要度ウェイトは高い順に、「土砂を主とする地すべり堆積物」および「岩屑を主とする地すべり堆積物」で 0.263、「変質岩を主とする地すべり堆積物」で 0.174、「新鮮岩を主とする地すべり堆積物」で 0.116、「崖錐堆積物」で 0.078、「地すべり堆積物およ

び崖錐堆積物を除く未固結堆積物」で 0.052, 「軟岩」で 0.037 と, 「硬岩」で 0.017 となった. なお, 整合度は 0.046 であり, 各素因項目間の一対比較の結果は整合的であると判断できる.

#### 7.3.4 素因項目（地質構造）に関する各要因（階層レベル 3）間の一対比較

地すべりと同斜構造（流れ盤）, 断層, 褶曲などの地質構造とは密接な関係があると言われている<sup>83),90)</sup>.

藤原 (1970)<sup>83)</sup>によると, 斜面地質の傾斜方向と地すべりの方向とがほぼ一致する, 流れ盤構造の場合に地すべりの発生が大きいとされる. 中村ほか (1986)<sup>97)</sup>によると, 115 例の道路建設に伴う切土工によって発生した地すべりと地質構造との関係について調査した結果, 地すべりの 56.5%が流れ盤構造 (65 箇所), 20.9%が不明 (24 箇所), 11.3%が受け盤構造 (13 箇所), 10.4%が塊状 (12 箇所), 0.9%が水平 (1 箇所) であり, 不明を除くと約 70%が流れ盤構造であったと報告されている. また, 藤田 (1995)<sup>92)</sup>および藤田 (2004)<sup>99)</sup>による新潟県の新第三系斜面変動の地質構造規制, すなわち, 地すべり移動体の活動方向と基岩の層理面との関係について検討した結果をみると, 地すべりの 43.2~79.7%が流れ盤構造, 4.6~28.6%が横盤構造 (走向方向), 9.2~49.4%が受け盤構造, その他が 2.4~9.1%であった. 最近では, Maeda *et al.* (2008)<sup>100)</sup>および前田ほか (2009)<sup>101)</sup>によって, 東部北海道厚岸地域の 104 箇所で行った地すべりと上部白亜系~古第三系暁新統根室層群泥質岩などの層理面との関係について検討され, その結果, 約 45%が流れ盤構造, 約 30%が横盤構造 (走向方向), 約 25%が受け盤構造であったとされる.

ここで, シケレベンベツ川地すべりは, 移動体のハナクシベ層熱水変質軟岩の上位に滑落崖を構成する硬岩の安山岩質弟子屈火山外輪山溶岩が載るキャップロック構造にも支配されている (Fig. 7.3).

以上のことから, 地質構造におけるランドスライド危険度の評価項目は, 流れ盤構造, 受け盤構造と, 横盤構造または流れ盤および受け盤構造以外 (ここでは, キャップロック構造) の地質構造とし, 階層レベル 3 における素因項目 (地質構造) に関する各要因間の一対比較をおこなった (Fig. 7.11). その結果, 各要因間の重要度ウェイトは高い順に, 「流れ盤構造」で 0.752, 「横盤構造また

Geological structure		A	B	C	Weight
A	Dip slope structure	1	9	5	0.752
B	Reverse-dip slope structure	1/9	1	1/3	0.070
C	Strike slope structure or geological structures with the exception of dip and reverse-dip slope structures	1/5	3	1	0.178

C.I. = 0.015 < 0.1

Fig. 7.11 Pairwise comparisons of geological structure in the hierarchy level 3.

素因項目（地質構造）に関する各要因間の一対比較

は流れ盤および受け盤構造以外の地質構造」で 0.178 および「受け盤構造」で 0.070 となった。なお、整合度は 0.015 であり、各素因項目間の一対比較の結果は整合的であると判断できる。

### 7.3.5 素因項目（熱水変質帯）に関する各要因（階層レベル3）間の一対比較

「第5章 点載荷強さ試験に基づく熱水変質岩の力学特性」では、熱水変質岩の点載荷強さ減少率は、熱水変質帯における地すべり危険度評価を熱水変質タイプに基づいておこなえる可能性があることを支持する結果であると示した。

そこで、黄壁沢－シケレベンベツ川地すべり地域の地表から採集した熱水変質岩 2,901 個（強制乾燥状態で 1,615 個および強制湿潤状態で 1,286 個）の不定形点載荷強さ試験をおこない、各熱水変質帯における点載荷強さ減少率を検討した結果（Fig. 7.12）を AHP 法による各要因間の一対比較に反映させた。

黄壁沢－シケレベンベツ川地すべり地域における熱水変質岩の点載荷強さ減少率の平均値は、Fig. 5.15 に示される点載荷強さ減少率の平均値と比べると、スメクタイト帯、アナルサイト帯およびヒューランダイト帯を除いてほぼ類似の傾向を示す。これは、スメクタイト帯では、扱った試料の大部分が生田原地域または旭西地域から採集した試料であること、アナルサイト帯およびヒューランダイト帯では、1 試料のみのデータであることが原因であると考えられる。各熱水変質帯における熱水変質岩の点載荷強さ減少率は、イライト／スメクタイト混合層鉱物帯が 93.6% で最も大きく、次いで、スメクタイト帯が 81.0% であ

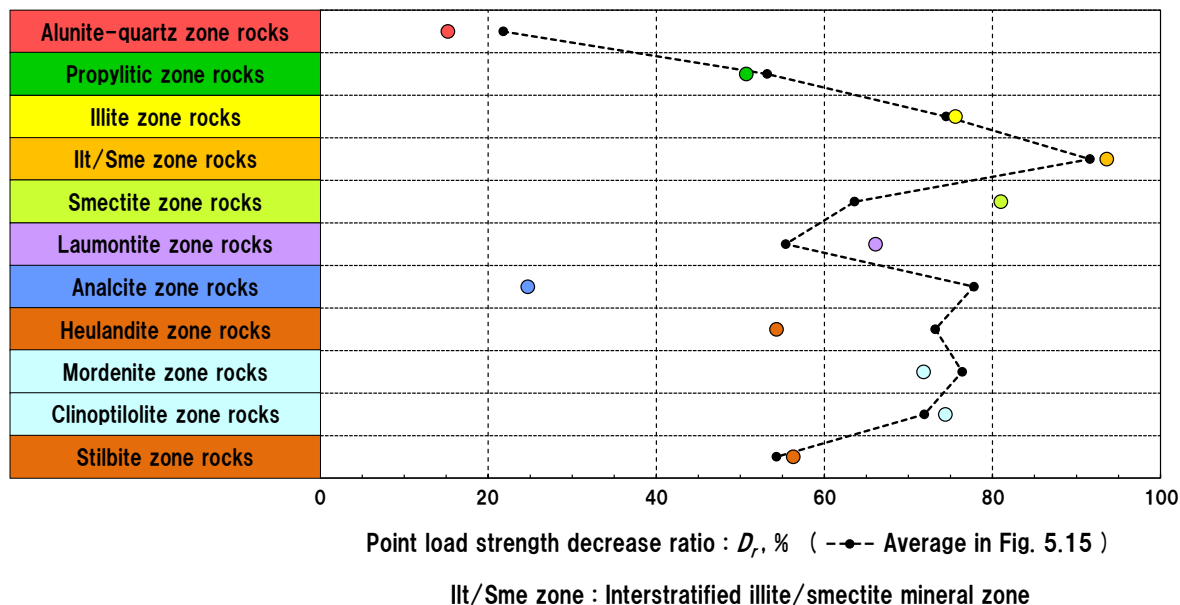


Fig. 7.12 Average point load strength decrease ratio of hydrothermal alteration zone rocks in the Ohekisawa-Shikerebenbetsugawa landslide area.

黄壁沢－シケレベンベツ川地すべり地域における熱水変質岩の点載荷強さ減少率

る (Fig. 7.12). 一方, 点載荷強さ減少率は, アナルサイト帯では 24.7%, アルナイトー石英帯では 15.2%と小さい (Fig. 7.12). また, 点載荷強さ減少率が 80~60%の範囲にあるイライト帯, ローモンタイト帯, モルデナイト帯およびクリノタイロライト帯と, 点載荷強さ減少率が 60~40%の範囲にあるプロピライト帯, ヒューランダイト帯およびスティルバイト帯を, それぞれ同等の危険度を持つ熱水変質帯であると判断し (Fig. 7.12), 階層レベル3における素因項目 (熱水変質帯) に関する各要因間の一対比較をおこなった (Fig. 7.13). その結果, 各要因間の重要度ウェイトは高い順に, 「イライト/スメクタイト混合層鉱物帯」で 0.227, 「スメクタイト帯」で 0.163, 「イライト帯」, 「ローモンタイト帯」, 「モルデナイト帯」および「クリノタイロライト帯」で 0.107, 「プロピライト帯」, 「ヒューランダイト帯」および「スティルバイト帯」で 0.048, 「アナルサイト帯」で 0.025 と, 「アルナイトー石英帯」で 0.013 となった. なお, 整合度は 0.037 であり, 各素因項目間の一対比較の結果は整合的であると判断できる.

Hydrothermal alteration zone		A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	Weight
A	Alunite-quartz zone	1	1/5	1/7	1/9	1/8	1/7	1/3	1/5	1/7	1/7	1/5	0.013
B	Propylitic zone	5	1	1/3	1/5	1/4	1/3	3	1	1/3	1/3	1	0.048
C	Illite zone	7	3	1	1/3	1/2	1	5	3	1	1	3	0.107
D	Interstratified illite/smectite mineral zone	9	5	3	1	2	3	7	5	3	3	5	0.227
E	Smectite zone	8	4	2	1/2	1	2	6	4	2	2	4	0.163
F	Laumontite zone	7	3	1	1/3	1/2	1	5	3	1	1	3	0.107
G	Analcite zone	3	1/3	1/5	1/7	1/6	1/5	1	1/3	1/5	1/5	1/3	0.025
H	Heulandite zone	5	1	1/3	1/5	1/4	1/3	3	1	1/3	1/3	1	0.048
I	Mordenite zone	7	3	1	1/3	1/2	1	5	3	1	1	3	0.107
J	Clinoptilolite zone	7	3	1	1/3	1/2	1	5	3	1	1	3	0.107
K	Stilbite zone	5	1	1/3	1/5	1/4	1/3	3	1	1/3	1/3	1	0.048

C.I. = 0.036 < 0.1

Fig. 7.13 Pairwise comparisons of hydrothermal alteration zone in the hierarchy level 3.

素因項目（熱水変質帯）に関する各要因間の一対比較

### 7.3.6 ランドスライドハザードマッピング

各階層（各素因項目間および各要因間）の重要度ウェイトから、各要因におけるランドスライド危険度の得点を次式によって算出した。

$$P = \frac{W_2 W_3}{W_{3MAX}} \times 100 \quad (7.1)$$

ここで、 $P$  はランドスライド危険度の得点、 $W_2$  は各素因項目（階層レベル 2）における重要度ウェイト、 $W_3$  は各要因項目（階層レベル 3）における重要度ウェイト、 $W_{3MAX}$  は各要因項目（階層レベル 3）における重要度ウェイトの最高値である。(7.1)式は、各素因項目における各要因の最高得点を累計すると 100 点になるように考慮された算出式になっている。その算出方法は、例えば、凸状尾根型地すべり地形の得点  $P$  は、地形の重要度ウェイト ( $W_2 = 0.355$ )、凸状尾根型地すべり地形の重要度ウェイト ( $W_3 = 0.063$ ) および凹状台緩斜面型 (沢型) 地すべり地形の重要度ウェイト ( $W_{3MAX} = 0.314$ ) から 7.1 点と算出できる。

Table 7.4 Landslide hazard assessment system based on landslide hazard factors and distribution point.

## ランドスライドハザードアセスメントシステム

Landslide hazard factor	Distribution point
<b>Topography</b>	
Concave easy slope-type landslide topography	35.5
Concave polyhill-type landslide topography	32.2
Concave monohill-type landslide topography	20.4
Convex plateau-type landslide topography	10.5
Convex ridge-type landslide topography	7.1
Ridge-type topography	5.0
Valley-type topography	2.2
<b>Slope geology</b>	
Landslide deposits consisting mainly of earth	35.5
Landslide deposits consisting mainly of debris	35.5
Landslide deposits consisting mainly of altered rock	23.5
Landslide deposits consisting mainly of fresh rock	15.7
Talus deposits	10.5
Unconsolidated sediments with the exception of landslide and talus deposits	7.0
Soft rocks	5.0
Hard rocks	2.3
<b>Geological structure</b>	
Dip slope structure	16.0
Strike slope structure or structures with the exception of dip and reverse-dip slope structures	3.8
Reverse-dip slope structure	1.5
<b>Hydrothermal alteration zone</b>	
Interstratified illite/smectite mineral zone	13.0
Smectite zone	9.3
Illite zone	6.1
Laumontite zone	6.1
Mordenite zone	6.1
Clinoptilolite zone	6.1
Propylitic zone	2.7
Heulandite zone	2.7
Stilbite zone	2.7
Analcite zone	1.4
Alunite-quartz zone	0.7

以上のように、各階層の重要度ウェイトから、地すべりの地形的・地質的要因毎に、ランドスライド危険度を得点化した (Table 7.4)。ある斜面において、素因項目ごとに該当する要因の得点を合計したものがランドスライド危険度得点となる。これは、その累計得点が大きければ、ランドスライド危険度は高く、小さければ、低い。

黄壁沢－シケレベンベツ川地すべり地域には、二つの地すべり地形が確認さ

Table 7.5 Slope evaluation based on total landslide hazard point.

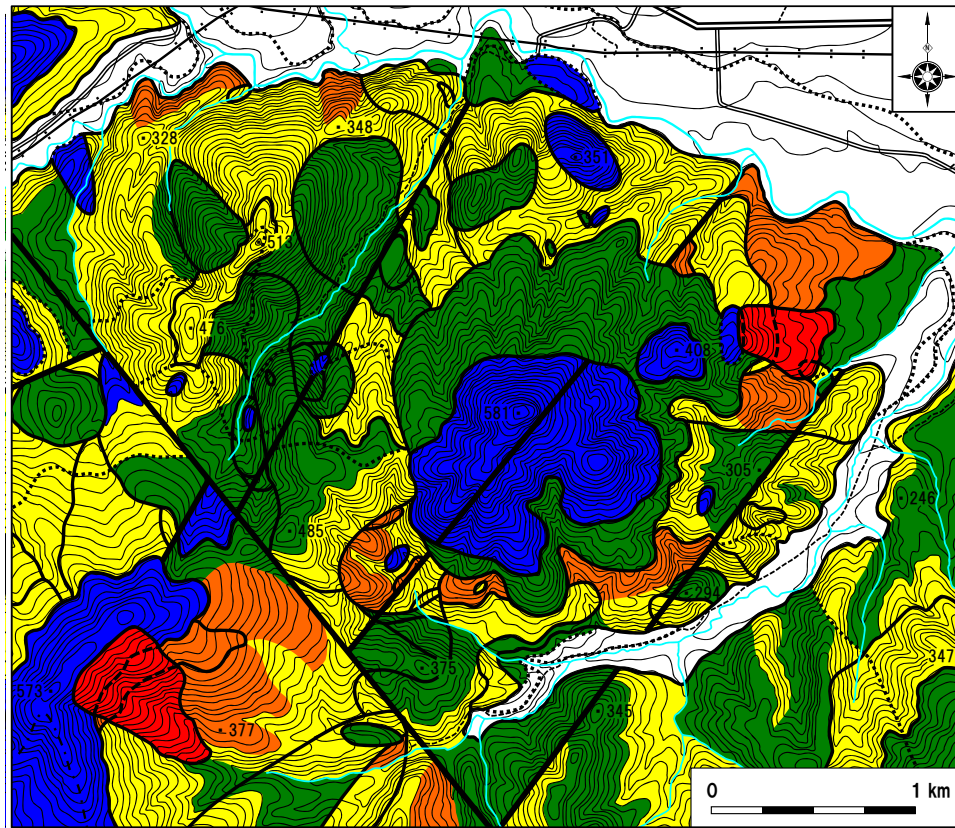
## ランドスライド危険度得点に基づく斜面評価

Total landslide hazard point	Hazard rank	Slope type
10.0 or less	Rank I	Stable hard rock slope
10.1-20.0	Rank II	Stable soft rock slope
20.1-30.0	Rank III	Unstable soft rock slope
30.1-39.0	Rank IV	Potential landslide area
	Rank V	Ancient landslide area

れているが、これらの二つの地すべりについて、Table 7.4 のランドスライドハザードアセスメントシステムを適用し、斜面評価をおこなった。黄壁沢地すべりにおけるランドスライド危険度得点は、地形（凸状台地型地すべり地形：10.5点）、斜面地質（変質岩を主とする地すべり堆積物：23.5点）、地質構造（流れ盤構造：16.0点）および熱水変質帯（モルデナイト帯：6.1点およびスメクタイト帯：9.3点）から56.1点および59.3点であった。シケレベンベツ川地すべりにおけるランドスライド危険度得点は、地形（凸状台地型地すべり地形：10.5点）、斜面地質（変質岩を主とする地すべり堆積物：23.5点）、地質構造（流れ盤構造：16.0点）および熱水変質帯（ローモンタイト帯：6.1点およびスメクタイト帯：9.3点）から56.1点および59.3点であり、黄壁沢地すべりにおける得点と同じであった。

これら二つの地すべりを除く斜面におけるランドスライド危険度得点の最高点は、地形（尾根型地形：5.0点）、斜面地質（軟岩：5.0点）、地質構造（流れ盤構造：16.0点）および熱水変質帯（イライト／スメクタイト混合層鉱物帯：13.0点）から39.0点であった。それゆえ、本研究では、39.0点以下を四つのランクに分け、古期地すべり地を含む、I～Vのハザードランクに分類した（Table 7.5）。すなわち、ランクIは安定硬岩盤斜面、ランクIIは安定軟岩盤斜面、ランクIIIは不安定軟岩盤斜面、ランクIVは新規の地すべり発生が懸念される不安定な区域およびランクVは再活動型地すべりが懸念される最も不安定な古期地すべり地に分類される。このような考え方で評価したランドスライドハザードランクに基づいて、ランドスライドハザードマップを作成した（Fig. 7.14）。





LEGEND

- |   |   |
|---|---|
| <span style="background-color: red; color: white; padding: 2px;">V</span> Ancient landslide area        | Boundary line of geology                      |
| <span style="background-color: orange; color: white; padding: 2px;">IV</span> Potential landslide area  | Boundary line of hydrothermal alteration zone |
| <span style="background-color: yellow; color: black; padding: 2px;">III</span> Unstable soft rock slope | Faults  |
| <span style="background-color: green; color: white; padding: 2px;">II</span> Stable soft rock slope     |   |
| <span style="background-color: blue; color: white; padding: 2px;">I</span> Stable hard rock slope       |   |

Fig. 7.14 Landslide hazard map of the Ohkisawa-Shikerebenbetsugawa landslide area in Teshikaga Town, eastern Hokkaido, Japan.

東部北海道弟子屈町黄壁沢－シケレベンベツ川地すべり地域のランドスライドハザードマップ

## 7.4 ランドスライドハザードアセスメント

本地域におけるランドスライドハザードアセスメントの結果を以下に示す。

ランク V の再活動型地すべりが懸念される最も不安定な古期地すべり地には、

黄壁沢地すべりおよびシケレベンベツ川地すべりの古期地すべりが分布する。黄壁沢地すべりの基岩(シケレペ層)は、走向が NNW-SSE, 傾斜が 7°E であり、流れ盤構造を示す。一方、シケレベンベツ川地すべりの基岩(ハナクシベ層)の地質構造は、ENE-WSW 方向の褶曲軸を持つ向斜構造が発達し、傾斜が移動体頭部~胴部では 10°SE, その脚部ではほぼ水平~5°NW を示し、全体として流れ盤構造を示す (Fig. 7.3 および Table 7.1)。また、前述のように、この地すべりは、移動体のハナクシベ層熱水変質軟岩の上位に滑落崖を構成する硬岩の安山岩質弟子屈火山外輪山溶岩が載るキャップロック構造にも支配されている (Fig. 7.3)。黄壁沢地すべり地域では、地すべり移動体頭部の基岩にはスメクタイトを含むモルデナイト帯が、胴部~脚部の基岩にはスメクタイト帯が流れ盤構造を切って、ほぼ N-S 方向に伸長している (Fig. 7.5)。それゆえ、この地すべりは、これらの変質帯の伸長方向とほぼ直交する方向に、スメクタイトを含む熱水変質岩をすべり面として移動したと考えられる (Fig. 7.5)。一方、シケレベンベツ川地すべり地域では、地すべり移動体頭部の基岩にはスメクタイト帯が、胴部~脚部の基岩にはスメクタイトを含むローモンタイト帯が全体として流れ盤構造を切って、ほぼ N50°E 方向に伸長している (Fig. 7.5)。それゆえ、この地すべりも、これらの変質帯の伸長方向とほぼ直交する方向に、スメクタイトを含む熱水変質岩をすべり面として移動したと考えられる (Fig. 7.5)。これらの古期地すべりは、基岩地質に基づくと、基岩が軟岩で、かつ、全体として流れ盤構造で、しかも膨潤性粘土鉱物のスメクタイトを含む熱水変質帯で発生した熱水変質帯地すべりに分類できる。したがって、この地域における地すべりの基岩地質環境は、スメクタイトなどの膨潤性粘土鉱物を含む熱水変質帯、流れ盤構造、キャップロック構造などが重要である。このような地質環境は、ほかにもあり、今後の人工的土地改変の際には注意すべきである。

ランク IV の新規の地すべり発生が懸念される不安定な区域は、主に古期地すべり地周辺および地域中央部に分布し、イライト/スメクタイト混合層鉱物帯およびスメクタイト帯の流れ盤構造を示す区域はもちろん、イライト帯およびローモンタイト帯の流れ盤構造を示す区域にも分布する。特に、古期地すべり地に隣接する区域では、その多くが古期地すべり地と類似の地形、地質および熱水変質環境にあり、今後、自然的誘因や人為的誘因によって、新規の地すべ

りが発生する可能性が高いと考えられる。

ランク III の不安定軟岩盤斜面は本地域に広く分布し、主にイライト／スメクタイト混合層鉱物帯およびスメクタイト帯分布域では流れ盤構造以外の地質構造を示す区域、イライト帯、ローモンタイト帯、モルデナイト帯およびクリノタイロライト帯分布域では谷型地形の流れ盤構造および尾根型地形の横盤構造を示す区域、その他の熱水変質帯分布域では主に流れ盤構造を示す区域である。

ランク II の安定軟岩盤斜面は本地域に広く分布し、崖錐堆積物分布域と、スメクタイト帯の谷型地形の受け盤構造を示す区域、イライト／スメクタイト混合層鉱物帯およびスメクタイト帯分布域を除く主に流れ盤構造以外の地質構造を示す区域である。

ランク I の安定硬岩盤斜面は、志計礼辺山デイサイト溶岩、貫入岩類および安山岩質弟子屈火山外輪山溶岩分布域と、アナルサイト帯火砕岩類分布域とである (Fig. 7.14)。

## 7.5 まとめ

東部北海道弟子屈町奥春別黄壁沢ーシケレベンベツ川地すべり地域におけるランドスライドハザードマッピングおよびランドスライドハザードアセスメントをまとめると次のとおりである。

- 1) 地すべりの素因項目は、地形、斜面地質、地質構造および熱水変質帯であり、斜面におけるランドスライド危険度は、これらの素因項目から AHP 法による評点累計によって評価した。
- 2) 素因項目間の AHP 法による一対比較では、「地形」と「斜面地質」とは同程度の重要性があるとし、これら二つの項目は「地質構造」と比べて同程度またはやや重要、「熱水変質帯」と比べてやや重要であるとした。また、「地質構造」と「熱水変質帯」とは同程度の重要性があるとした。
- 3) 地形におけるランドスライド危険度は、その危険度得点が高い順に、「凹状緩斜面型（沢型）地すべり地形」で 35.5 点、「凹状台地型（多丘）地すべり地形」で 32.2 点、「凹状台地型（単丘）地すべり地形」で 20.4 点、「凸状台地型地すべり地形」で 10.5 点、「凸状尾根型地すべり地形」で 7.1 点、「尾

根型地形」で 5.0 点および「谷型地形」で 2.2 点である。

- 4) 斜面地質におけるランドスライド危険度は、その危険度得点が高い順に、「土砂を主とする地すべり堆積物」および「岩屑を主とする地すべり堆積物」で 35.5 点、「変質岩を主とする地すべり堆積物」で 23.5 点、「新鮮岩を主とする地すべり堆積物」で 15.7 点、「崖錐堆積物」で 10.5 点、「地すべり堆積物および崖錐堆積物を除く未固結堆積物」で 7.0 点、「軟岩」で 5.0 点と、「硬岩」で 2.3 点である。
- 5) 地質構造におけるランドスライド危険度は、その危険度得点が高い順に、「流れ盤構造」で 16.0 点、「横盤構造または流れ盤および受け盤構造以外の地質構造」で 3.8 点および「受け盤構造」で 1.5 点である。
- 6) 素因項目のうち、熱水変質帯については、熱水変質岩 2,901 個の不定形点載荷強さ試験をおこない、各熱水変質帯における点載荷強さ減少率を検討した結果を AHP 法による各要因間の一対比較に反映させた。
- 7) 熱水変質帯におけるランドスライド危険度は、その危険度得点が高い順に、「イライト／スメクタイト混合層鉱物帯」で 13.0 点、「スメクタイト帯」で 9.3 点、「イライト帯」、「ローモンタイト帯」、「モルデナイト帯」および「クリノタイロライト帯」で 6.1 点、「プロピライト帯」、「ヒューランダイト帯」および「スティルバイト帯」で 2.7 点、「アナルサイト帯」で 1.4 点と、「アルナイトー石英帯」で 0.7 点である。
- 8) 黄壁沢地すべりおよびシケレベンベツ川地すべりについて、ランドスライドハザードアセスメントシステムを適用し、斜面評価をおこなった結果、両地すべりともランドスライド危険度得点は、モルデナイト帯およびローモンタイト帯分布域では 56.1 点、スメクタイト帯分布域では 59.3 点であった。
- 9) 本地域における二つの古期地すべり地以外の斜面におけるランドスライド危険度得点の最高点は、地形が尾根型地形であり、地質構造は流れ盤構造を示し、しかも、軟岩およびイライト／スメクタイト混合層鉱物帯分布域で 39.0 点であった。
- 10) 斜面評価は、AHP 法による評点累計によって評価し、古期地すべり地を含む、I～V のハザードランクに分類した。ランク I は安定硬岩盤斜面、ラン

ク II は安定軟岩盤斜面，ランク III は不安定軟岩盤斜面，ランク IV は新規の地すべり発生が懸念される不安定な区域およびランク V は再活動型地すべりが懸念される最も不安定な古期地すべり地である．

- 11) ランク V の古期地すべり地はもちろんのこと，ランク IV の新規の地すべり発生が懸念される不安定な区域のうち，特に古期地すべり地に隣接する区域では，その多くが古期地すべり地と類似の地形，地質および熱水変質環境にあり，今後，自然的誘因や人為的誘因によって，新規の地すべりが発生する可能性が高いと考えられる．

## 第8章 結 言

本研究では、スメクタイトを含む岩石の点載荷強さ試験方法の確立、熱水変質岩の点載荷強さ試験に基づく力学特性および一軸圧縮強さの推定と、熱水変質帯分布域におけるランドスライドハザードアセスメントをおこなった。本研究によって得られたすべての成果についてまとめると次のとおりである。

### スメクタイトを含む岩石の点載荷強さ試験方法

岩石の強さに影響を与える要因の一つに、スメクタイトなどの膨潤性粘土鉱物が挙げられるが、膨潤性粘土鉱物を含む岩石を  $105\pm 3^{\circ}\text{C}$  で乾燥すると、膨潤性粘土鉱物の結晶水が脱水するため、その結晶水が脱水しない状態における岩石本来の正確な点載荷強さが得られない可能性がある。しかし、従来の岩石の点載荷強さ試験方法では、膨潤性粘土鉱物を含む岩石に対する特別な乾燥方法および飽和方法についての規定はない。それゆえ、本研究では、スメクタイト含有量の異なる三種類の凝灰岩類を用いて、スメクタイトを含む岩石の乾燥方法および飽和方法が点載荷強さの測定結果に与える影響を明らかにするとともに、点載荷強さ試験におけるスメクタイトを含む岩石の乾燥方法、飽和方法および供試体個数と、円柱(縦)点載荷強さ試験方法を新たに確立した。

試験結果から、スメクタイトを含む岩石の強制乾燥状態および強制湿潤状態における点載荷強さを正確に求めるためには、供試体を  $60^{\circ}\text{C}$  以下で4日以上一定質量になるまで乾燥および供試体を水に15日以上一定質量になるまで浸すことが望ましいと考えられる。強制湿潤状態におけるこの方法は、浸水崩壊の恐れがある岩石試料の場合に特に有効である。

スメクタイトを含む岩石の円柱(縦)点載荷強さと変動係数によるそのばらつきは、乾燥温度の違いによって違いが見られた。このことから、スメクタイトを含む岩石における乾燥温度の違いは、点載荷強さとそのばらつきに影響を与える要因の一つであると推定された。

今後、スメクタイトを含む岩石において点載荷強さ試験をおこなう場合、供試体個数は10個以上用意することが望ましく、また、点載荷強さは、岩石の点

載荷強さに関わる研究の場合、60°C以下の強制乾燥状態および強制湿潤状態の両含水状態で評価することが望ましいと考えられる。

### 点載荷強さ試験に基づく熱水変質岩の力学特性

一軸圧縮強さが25 MPa未満の軟岩に分類される、主に新第三系上部中新統火砕岩および砕屑岩の熱水変質岩の力学特性に関する研究は、これまでほとんどなされていない。本研究では、新たに確立されたスメクタイトを含む岩石の点載荷強さ試験方法に基づいて、北東部北海道遠軽町生田原地域、北見市留辺蘂町旭西地域および弟子屈町奥春別地域に産する、熱水変質岩の力学特性を明らかにすることを目的として、強制乾燥状態および強制湿潤状態における円柱(縦)および不定形点載荷強さ試験をおこなった。本研究では、円柱(縦)および不定形点載荷強さは、それぞれ ISRM Commission (1985)<sup>14)</sup>や ASTM Standards (2001)<sup>15)</sup>および平松ほか(1965)<sup>50)</sup>に基づいて算出した。

試験結果から、熱水変質岩の円柱(縦)点載荷強さの平均値は、強制乾燥状態および強制湿潤状態ともに、アルナイトー石英帯デイサイトが最も大きく、スメクタイト帯軽石凝灰岩が最も小さい。一方、熱水変質岩の不定形点載荷強さの平均値は、強制乾燥状態では、ローモンタイト帯凝灰質礫岩が最も大きく、スメクタイト帯軽石凝灰岩が最も小さい。また、強制湿潤状態では、カリ長石帯細粒凝灰岩が最も大きく、スメクタイト帯軽石凝灰岩が最も小さい。円柱(縦)点載荷強さ  $I_{s(a)}$  と不定形点載荷強さ  $I_{s(i)}$  との関係式は  $I_{s(i)} = 1.9 I_{s(a)}$  であり、また、これらの相関係数は 0.90 であるので、非常に高い相関が見られた。円柱(縦)および不定形点載荷強さは、それぞれ算出式が異なり、強さに差があるものの、これらの相関が非常に高いことから、点載荷強さ試験は、室内における円柱(縦)供試体においてもオンーサイトにおける不定形供試体においても同様に、岩石の強さを簡便かつ迅速に評価できることが実証された。

熱水変質岩の点載荷強さ減少率の平均値は、膨潤性粘土鉱物で特徴づけられる熱水変質帯はもちろん、その他の熱水変質帯でも点載荷強さ減少率が 60%以上の熱水変質帯が確認された。また、ローモンタイト帯、モルデナイト帯およびクリノタイロライト帯においては、少量のスメクタイト含有量であっても、強制湿潤状態における点載荷強さが大幅に低下する供試体があった。このこと

は、これらの熱水変質帯では、膨潤性粘土鉱物を含まなくても、地表水や地下水が地盤の強さの低下を促し、地すべり（狭義）や崩壊などを発生させる可能性がある熱水変質帯であることを示唆している。さらに、熱水変質岩の点載荷強さ減少率は、熱水変質帯における地すべり危険度評価を熱水変質タイプに基づいておこなえる可能性があることを支持する結果であることを示した。

### 熱水変質岩の点載荷強さ試験に基づく一軸圧縮強さの推定

点載荷強さ試験に基づく一軸圧縮強さの推定に関する研究事例は、これまで、硬岩において数多く報告されている。軟岩における点載荷強さと一軸圧縮強さとの関係に関する研究事例はあるものの、硬岩に比べて非常に少ない。また、これまでの研究事例において、不定形供試体における点載荷強さと一軸圧縮強さとの関係を明らかにした事例はなく、オン・サイトにおいて、岩石の強さを迅速に評価できるとは言えない。そこで、本研究では、新第三系上部中新統火砕岩や砕屑岩の熱水変質岩の強制乾燥状態および強制湿潤状態における円柱（縦）および不定形点載荷強さ試験に基づく一軸圧縮強さの推定をおこなった。さらに、実用性をより高めるためにオン・サイトの自然含水状態における不定形供試体での点載荷強さと一軸圧縮強さとの関係についても検討した。

試験結果から、強制乾燥状態および強制湿潤状態における ISRM Commission (1985)<sup>14)</sup>や ASTM Standards (2001)<sup>15)</sup>によって算出した円柱（縦）点載荷強さ  $I_{s(a)}$  と一軸圧縮強さ  $q_u$  との関係は、一括して扱った関係式が  $q_u = 11.2 I_{s(a)}$ 、また、相関係数  $R$  が 0.86 であるので、高い相関が見られる。一方、強制乾燥状態および強制湿潤状態における平松ほか (1965)<sup>50)</sup>によって算出した不定形点載荷強さ  $I_{s(i)}$  と一軸圧縮強さ  $q_u$  との関係は、一括して扱った関係式が  $q_u = 5.5 I_{s(i)}$ 、また、相関係数  $R$  が 0.94 であるので、非常に高い相関が見られる。さらに、自然含水状態における不定形点載荷強さ  $I_{s(i)-nat}$  と試料の含水比により推定された一軸圧縮強さ  $q_{u-nat}$  とは、関係式および相関係数  $R$  がそれぞれ  $q_{u-nat} = 5.5 I_{s(i)-nat}$  および 0.79 であるので、高い相関が見られる。

今後、点載荷強さから一軸圧縮強さを算出する際には、どの点載荷強さ算定式を使用するかによって、関係式を使い分ける必要があるが、いずれにおいても、同様な一軸圧縮強さが算出できると考えられる。また、強制乾燥状態、強



制湿潤状態および自然含水状態のいずれの含水状態においても、一軸圧縮強さが 25 MPa 未満の軟岩領域であれば、本研究によって得られた関係式を用いて、不定形点載荷強さから一軸圧縮強さを算出することが可能である。

本研究では、不定形点載荷強さ試験は実験室内にておこなわれたが、ポータブル点載荷強さ試験機を用いてオン・サイトで試験を実施すれば、不定形点載荷強さ試験は、より迅速に岩石の強さを評価でき、実用性がより高くなると考えられる。また、軟岩を主体とする地質環境下での各種の建設工事現場や地すべり地域における調査ボーリングコア試料においては、クラックやボーリングに伴う泥状化、新たな破断面の形成などにより、10 cm 以上の棒状コア採取率が低く、一軸圧縮試験をおこなうことが困難な場合が多い。本研究の成果は、このような場合においても非常に有効であり、また、軟岩の岩石力学の発展に寄与するとともに、実務に役立つ画期的な研究成果である。

### ランドスライドハザードアセスメント

本研究によって明らかにされたスメクタイトを含む岩石の点載荷強さ試験方法、点載荷強さ試験に基づく熱水変質岩の力学特性および熱水変質岩の点載荷強さ試験に基づく一軸圧縮強さの推定は、今後、岩盤分類<sup>4)</sup>におけるパラメータの一つである岩石の強さへの適用、土木構造物の設計・施工の際の岩石の強さ評価の迅速化、さらに、地すべり(狭義)または崩壊などのハザードマッピングをおこなう際にも岩石の強さの面からその精度の向上をはかるうえで、貴重な知見になると考えられる。そこで、最後に、東部北海道弟子屈町奥春別地域における黄壁沢ーシケレベンベツ川地すべり地域の熱水変質帯分布域において、点載荷強さ試験に基づく熱水変質岩の力学特性を考慮したランドスライドハザードマップを作成し、ランドスライドハザードアセスメントを試みた。

地すべりの素因項目は、地形、斜面地質、地質構造および熱水変質帯であり、斜面におけるランドスライド危険度は、これらの素因項目から AHP 法による評点累計によって評価し、ランドスライドハザードアセスメントシステムを構築した。素因項目のうち、熱水変質帯については、熱水変質岩 2,901 個の不定形点載荷強さ試験をおこない、各熱水変質帯における点載荷強さ減少率を検討した結果を AHP 法による各要因間の一対比較に反映させた。

ランドスライド危険度は、AHP法による各階層の重要度ウェイトから、地すべりの地形的・地質的要因毎に、ランドスライド危険度を得点化した。ある斜面において、素因項目ごとに該当する要因の得点を合計したものをランドスライド危険度得点とし、これは、その累計得点が大きければ、ランドスライド危険度は高く、小さければ、低い。黄壁沢ーシケレベンベツ川地すべり地域の全斜面に対して、ランドスライドハザードアセスメントシステムを適用し、斜面評価をおこない、ランドスライドハザードマップを作成した。

斜面評価は、古期地すべり地を含む、I～Vのハザードランクに分類した。ランクIは安定硬岩盤斜面、ランクIIは安定軟岩盤斜面、ランクIIIは不安定軟岩盤斜面、ランクIVは新規の地すべり発生が懸念される不安定な区域およびランクVは再活動型地すべりが懸念される最も不安定な古期地すべり地である。ランクVの古期地すべり地はもちろんのこと、ランクIVの新規の地すべり発生が懸念される不安定な区域のうち、特に古期地すべり地に隣接する区域では、その多くが古期地すべり地と類似の地形、地質および熱水変質環境にあり、今後、自然的誘因や人為的誘因によって、新規の地すべりが発生する可能性が高いと考えられる。

## 謝 辞

本論文は、国立大学法人北見工業大学において、同大学工学部土木開発工学科4年次の1年間、同大学大学院工学研究科（博士前期課程）土木開発工学専攻の2年間および同大学大学院工学研究科（博士後期課程）寒冷地・環境・エネルギー工学専攻の2年間の研究成果をまとめたものです。

本研究を遂行し、本論文をまとめるにあたり、終始懇切丁寧なご指導とご助言を賜った国立大学法人北見工業大学工学部社会環境工学科教授 前田寛之博士に深甚な感謝の意をささげる次第であります。

本論文に関して、貴重なご意見をいただいた本論文の審査委員である同大学未利用エネルギー研究センター教授 庄子 仁博士と、同大学工学部社会環境工学科准教授 堀 彰博士、同教授 渡邊康玄博士および同教授 山下 聡博士に深く感謝いたします。

本研究を進めるにあたり、点載荷強さ試験機を作製していただいた元同大学技術部学部・大学院支援室長 平田広昭氏（現 再雇用技術員）および同大学技術部学部・大学院支援室教育研究支援グループ長 平松雅宏氏に心よりお礼申し上げます。

本研究を進めるにあたり、室内用ボーリングマシンおよびダイヤモンドカッターの使用を快諾していただいた同大学工学部社会環境工学科准教授 後藤隆司博士および同助教 中村 大博士と、同大学技術部学部・大学院支援室教育研究支援グループ長 平松雅宏氏に心よりお礼申し上げます。

本研究を進めるにあたり、乾燥炉および電子天秤をご提供いただいた同大学工学部社会環境工学科教授 山下 聡博士と、元同大学技術部学部・大学院支援室長 平田広昭氏（現 再雇用技術員）に心よりお礼申し上げます。

本研究を進めるにあたり、室内研究にご協力いただくとともに、有益なご助言をいただいた同大学技術部学部・大学院支援室教育研究支援グループ長 平松雅宏氏に心よりお礼申し上げます。

本研究を進めるにあたり、万能試験機の使用を快諾していただいた元同大学技術部総括技術長 猪狩平三郎氏（現 同大学工学部社会環境工学科研究推進員）と、同大学技術部大学運営支援室長 岡田包儀氏に心よりお礼申し上げます。

本研究を進めるにあたり，有益なご助言をいただいた元同大学技術部総括技術長 猪狩平三郎氏（現 同大学工学部社会環境工学科研究推進員）と，同大学工学部社会環境工学科教授 高橋 清博士に心よりお礼申し上げます．

本研究をおこなうにあたり，ボーリングコアをご提供いただいた北海道網走土木現業所（現 北海道オホーツク総合振興局網走建設管理部）および明治コンサルタント株式会社の関係各位に感謝いたします．

本研究をおこなうにあたり，試料採集と室内試験にご協力いただいた同大学環境地質学研究室の関係各位に感謝いたします．

2012 年 3 月

## 引用文献

- 1) 菊池宏吉・藤枝 誠・岡 信彦・小林隆志 (1984) : ダム基礎岩盤の耐荷性に関する地質工学的総合評価. 応用地質 特別号, pp.103-118.
- 2) 社団法人土木学会「岩盤力学委員会」編 (1992) : 軟岩評価－調査・設計・施工への適用－. 社団法人土木学会, 386p.
- 3) International Organization for Standardization (ISO) (2003) : *Geotechnical investigation and testing -Identification and classification of rock-, Part 1: Identification and description*. ISO 14689-1:2003 (E).
- 4) Standardization Committee for Engineering Classification of Rock Mass, The Japanese Geotechnical Society (JGS) (2004) : *Method for engineering classification of rock mass (JGS 3811-2004)*. The Japanese Geotechnical Society, 46p.
- 5) 前田寛之 (2008) : 地すべり学の発展のため, 北海道において, 今後, 何をすべきか?. CD : 資料集「北海道の地すべり研究 30 年」, 北海道地すべり学会・社団法人日本地すべり学会北海道支部「30 周年記念事業実行委員会」編, pp.1-10.
- 6) 社団法人土木学会「岩盤力学委員会」編 (1991) : 軟岩の調査・試験の指針(案)－1991 年版－. 社団法人土木学会, 124p.
- 7) 河野勝宣・前田寛之・鹿毛一平・小竹純平・仁井太陽 (2010) : スメクタイトを含む岩石の円柱(縦)点載荷強さ試験方法. 土木学会論文集 C, Vol. 66, No. 4, pp. 859-868.
- 8) 河野勝宣・前田寛之 (2011) : 点載荷強さ試験に基づく熱水変質岩の力学特性－北海道北東部地域の例－. Journal of MMIJ, Vol. 127, No. 1, pp. 14-19.
- 9) 河野勝宣・前田寛之 (2012) : オンサイトの自然含水状態における不定形供試体の点載荷強さ試験に基づく軟岩および中硬岩の一軸圧縮強さの推定－上部中新統火砕岩および砕屑岩の熱水変質岩の例を中心に－. Journal of MMIJ, Vol. 128, No. 1, pp. 17-22.
- 10) 石黒幸文・木村敏章・田邊謹也・伊東俊一郎・赤嶺辰之介・中田英二

- (2002) : 熱水変質岩盤における変質分帯と強度特性に基づく岩盤分類の試み. 日本応用地質学会平成 14 年度研究発表会講演論文集, pp. 67-70.
- 11) 河野勝宣・前田寛之 (2010) : 軟岩－中硬岩境界領域におけるスメクタイトを含む細粒凝灰岩の円柱(縦)点載荷強さと一軸圧縮強さとの関係－北海道生田原南地すべり移動体の上部中新統生田原層の例－. 日本地すべり学会誌 (地すべり), Vol. 47, No. 1, pp. 17-25.
- 12) Kohno, M. and Maeda, H. (2011) : Estimate of uniaxial compressive strength of hydrothermally altered rocks from northeastern Hokkaido, Japan, based on axial point load strength test results. *International Journal of the JCRM*, Vol. 7, No. 1, pp. 17-23.
- 13) Kohno, M. and Maeda, H. (Accepted January, 2012) : Relationship between point load strength index and uniaxial compressive strength of hydrothermally altered soft rocks. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci.*, DOI: 10.1016/j.ijrmms.2012.01.011.
- 14) ISRM Commission on Testing Methods, Working Group on Revision of the Point Load Test Method (1985) : Suggested method for determining point load strength (Coordinator Franklin, J. A.). *Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr.*, Vol. 22, No. 2, pp. 51-60.
- 15) American Society for Testing and Materials (ASTM) (2001) : ASTM Designation: D:5731-95, Standard Test Method for Determination of Point Load Strength Index of Rock. *2001 Annual Book of ASTM Standards*, Vol. 4.08 Soil and Rock (I).
- 16) 社団法人地盤工学会「岩の試験・調査規格・基準検討委員会」編 (2006) : 岩の試験・調査方法の基準・解説書－平成 18 年度版－「岩石の点載荷試験方法 (JGS 3421-2005)」。社団法人地盤工学会, pp. 89-105.
- 17) 日本道路公団 (1997) : 点載荷試験機を用いた岩片の強度試験方法. 日本道路公団規格 JHS 715-1997, pp. 35-37.
- 18) 岩の力学連合会「編集委員会」編 (1982) : ISRM 指針. 岩の力学連合会, Vol. 1, 61p.
- 19) D'Andrea, D. V., Fischer, R. L. and Fogelson, D. E. (1964) : Prediction of

- compressive strength from other rock properties. *Colorado School of Mines Quarterly*, Vol. 59 (4B), pp. 623–640.
- 20) Broch, E. and Franklin, J. A. (1972) : The point-load strength test. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci.*, Vol. 9, No. 6, pp. 669–697.
  - 21) Bieniawski, Z. T. (1974) : Estimating the strength of rock materials. *J. S. Afr. Inst. Min. Metall.*, Vol. 74, No. 8, pp. 312–320.
  - 22) Bieniawski, Z. T. (1975) : Point load test in geotechnical practice. *Eng. Geol.*, Vol. 9, No. 1, pp. 1–11.
  - 23) Brook, N. (1977) : The use of irregular specimens for rock strength test. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr.*, Vol. 14, No. 4, pp.193–202.
  - 24) Brook, N. (1980) : Size correction for point load testing. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr.*, Vol. 17, No. 6, pp. 231–235.
  - 25) Hassani, F. P., Scoble, M. J. and Whittaker, B. N. (1980) : Application of the point load index test to strength determination of rock and proposals for a new size-correction chart. In: Summers, D. A, ed., *Proceedings of the 21st US symposium on rock mechanics*, pp. 543–564.
  - 26) Brook, N. (1985) : The equivalent core diameter method of size and shape correction in point load testing. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr.*, Vol. 22, No. 2, pp.61–70.
  - 27) 疋田貞良・菊地昌博 (1988) : 点載荷試験の実用性に関する一考察. 開発土木研究所月報, No. 423, pp.30–41.
  - 28) Kahraman, S. (2001) : Evaluation of simple methods for assessing the uniaxial compressive strength of rock. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci.*, Vol. 38, No. 7, pp. 981–994.
  - 29) Tsiambaos, G. and Sabatakakis, N. (2004) : Considerations on strength of intact sedimentary rock. *Eng. Geol.*, Vol. 72, No. 3-4, pp. 261–273.
  - 30) Basu, A. and Aydin, A. (2006) : Predicting uniaxial compressive strength by point load test: significance of cone penetration, *Rock Mech. Rock Engng.*, Vol. 39, No. 5, pp. 483–490.
  - 31) Agustawijaya, D. S. (2007) : The uniaxial compressive strength of soft rock.

- Civil engineering Dimension*, Vol. 9, No. 1, pp. 9–14.
- 32) Kahraman, S., Gunaydin, O. and Fener, M. (2005) : The effect of porosity on the relation between uniaxial compressive strength and point load index. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci.*, Vol. 42, No. 4, pp. 584–589.
- 33) Goodman, R. E. (1980) : *Introduction to Rock Mechanics, Second edition*. John Wiley & Sons, 562p.
- 34) 前田寛之・納谷 宏・植松 聡・河野勝宣 (2011) : 熱水変質帯地すべりの地質的特徴－北海道生田原南地すべり地域の例－. 日本地すべり学会誌 (地すべり), Vol. 48, No. 3, pp. 15–22.
- 35) Maeda, H., Sasaki, S., Mima, H., Yano, S., Suzuki, T. and Marumoto, M. (1999) : Potential water-improvement by zeolite rocks from the Ikutahara district in northeastern Hokkaido, Japan: Significance for the prevention of water bloom in Lake Abashiri. *Resource Geol. Spec. Issue*, No. 20, pp. 151–160.
- 36) Maeda, H. (1996) : Relationship between volcanic activity and epithermal gold-silver mineralization: Example from Kitano-oh mine area and vicinity in Kitami metallogenic province, Hokkaido, Japan. *Resource Geol.*, Vol. 46, No. 5, pp. 279–285.
- 37) Maeda, H. (1998) : Volcanic activity, hydrothermal alteration and epithermal gold-silver mineralization in the Ryuo mine area in the Kitami metallogenic province, Hokkaido, Japan. *Resource Geol.*, Vol. 48, No. 2, pp.105–115.
- 38) Maeda, H. (1998) : Relationship between volcanic activity and low-sulfidation epithermal gold-silver deposit in the Ikutahara district, Kitami metallogenic province, Hokkaido, Japan. *Proceeding on on Russian-Japanese Field Seminar “Mineralization in Arc Volcanic-Hydrothermal System: from Model to Exploitation”*, pp. 53–56.
- 39) 前田寛之・大口伸生・松本尚巳 (2001) : 北海道常呂郡留辺蘂町金華地すべり地域における地すべりハザードマッピング. 地すべり, Vol. 38, No. 1, pp. 61–68.
- 40) 沢村孝之助・秦 光男 (1965) : 5万分の1地質図幅「留辺蘂」(網走一第46号) および同説明書. 北海道開発庁, 42p.



- 41) Maeda, H. (1998) : Relationships between volcanism, hydrothermal alteration and epithermal gold-silver mineralization in the Muka mine area in the Kitami metallogenic province, Hokkaido, Japan. *Resource Geol.*, Vol. 48, No. 3, pp.197–208.
- 42) Maeda, H. (1990) : Mineralization ages of some epithermal gold-silver vein-type deposits in the Central Kitami mining district of the Kitami metallogenic province, Hokkaido, Japan. *Mining Geol.*, Vol. 40, No. 1, pp. 17–22.
- 43) 前田寛之・登嶋弘人 (1993) : 北海道北東部, 武華金銀鉱床地域の熱水変質作用. 資源地質学会第 43 回年回講演要旨, 資源地質, Vol. 43, No. 3, p. 214.
- 44) 前田寛之・佐々木 隆・古田一如・高嶋克裕・梅村章弘・河野勝宣 (2008) : 東部北海道弟子屈町奥春別地すべり地域南部における地すべりと地質構造および熱水変質帯との関係. CD:資料集「北海道の地すべり研究 30 年」, 北海道地すべり学会・社団法人日本地すべり学会北海道支部「30 周年記念事業実行委員会」編, pp.100–106.
- 45) Maeda, H., Sasaki, T., Furuta, K., Takashima, K., Umemura, A. and Kohno, M. (2008) : What is a hydrothermal alteration zone landslide? The relationship between ancient landslides and point load strength of hydrothermal alteration zone rocks in Hokkaido, Japan. *Proceedings of The First World Landslide Forum, Global Promotion Committee of The International Programme on Landslides (IPL)*, pp. 389–392.
- 46) 通商産業省資源エネルギー庁 (1991) : 平成 2 年度広域地質構造調査報告書「北海道北部 B 地域」. 505p.
- 47) Maeda, H. and Cai, Y. (1997) : K-Ar ages of epithermal gold-silver mineralizations from Akan-Taiho-Tobetsu mine area in Kitami metallogenic province, Hokkaido, Japan. *Resource Geol.*, Vol. 47, No. 5, pp. 247–253.
- 48) Maeda, H. and Cai, Y. (1999) : Various zeolite rocks from the Teshikaga district in eastern Hokkaido, Japan: Importance for the preservation of nature and the living environment in the Kushirogawa basin vicinity. *Resource Geol.*

- Spec. Issue*, Vol. 20, pp. 141–150.
- 49) 社団法人土木学会「岩盤力学委員会」編 (1979) : 土木技術者のための岩盤力学—昭和 54 年版—. 社団法人土木学会, 673p.
- 50) 平松良雄・岡 行俊・木山英郎 (1965) : 非整形試験片による岩石の引張り強さ迅速試験. 日本鉱業会誌, Vol. 81, No. 932, pp. 1024–1030.
- 51) ISRM Commission on Standardization of Laboratory and Field Tests (1979) : Suggested method for determining the uniaxial compressive strength and deformability of rock materials (Coordinators Bieniawski, Z. T. and Bernede, M. J.). *Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr.*, Vol. 16, No. 2, pp. 135–140.
- 52) 社団法人地盤工学会「岩の試験・調査規格・基準検討委員会」編 (2003) : 岩の試験・調査方法の基準・解説書—平成 14 年度版—「岩石の一軸圧縮試験方法 (JGS 2521-2000)」。社団法人地盤工学会, pp. 77–98.
- 53) 中村 大・後藤隆司・森 訓保・鈴木輝之・平松雅宏 (2006) : 岩石の凍上性に関する基礎的研究—岩石の物性値と破砕の影響—. 地盤工学ジャーナル, Vol. 1, No. 4, pp. 131–142.
- 54) Vutukuri, V. S., Lama, R. D. and Saluja, S. S. 著, 増田秀夫・田中莊一 訳 (1989) : 岩石・岩盤技術者のためのハンドブック, 岩の力学的性質 I—試験に関する技術と結果—. 株式会社古今書院, 266p.
- 55) 国土交通省国土地理院 : 電子国土基本図 (地図情報).
- 56) Utada, M. (1980) : Hydrothermal alterations related to igneous activity in Cretaceous and Neogene formations of Japan. In: Granitic magmatism and related mineralization (Ishihara, S. and Takenouchi, S. eds.), *Mining Geol. Spec. Issue*, No. 8, pp. 67–83.
- 57) 土質工学会 編 (1987) : 堆積軟岩の工学的性質とその応用, 土質基礎工学ライブラリー30. 社団法人土質工学会, 387p.
- 58) 中村 大・後藤隆司・鈴木輝之・伊藤陽司・山下 聡 (2008) : 岩石の凍上性に関する基礎的研究—岩石の内部構造, 物性値の比較を基にした凍上メカニズムの解明—. *Journal of MMIJ*, Vol. 124, No. 4-5, pp. 231–239.
- 59) 前田寛之 (1996) : 地すべりの地形, 地質および変質特性—北海道紋別郡

- 生田原町東部地域の例－. 地すべり, Vol. 33, No. 1, pp. 1–8.
- 60) 前田寛之 (1988) : 北海道生田原地すべり地の崩積土とすべり面粘土. 地すべり, Vol. 25, No. 1, pp. 13–20.
- 61) 前田寛之 (1994) : 熱水性脈状粘土化帯と地すべりとの密接な関係－北海道金華峠地すべりの例－. 地すべり, Vol. 31, No. 1, pp.21–28.
- 62) 前田寛之・鈴木俊司・登嶋弘人・山田 司 (1996) : 熱水変質帯地すべり－北海道常呂郡留辺蘂町金華地すべり地域の例－. 地すべり, Vol. 33, No. 3, pp. 19–24.
- 63) 前田寛之 (1996) : 熱水変質帯地すべり－北海道紋別郡生田原町仁田布川流域の例－. 地すべり, Vol. 33, No. 3, pp. 8–12.
- 64) 前田寛之・佐々木 悟 (1997) : 熱水変質帯地すべり－北海道川上郡弟子屈町札友内－奥春別地すべり地域の例－. 地すべり, Vol. 33, No. 4, pp. 20–25.
- 65) Maeda, H. and Hiura, H. (1999) : The Iwato Slide has characteristics of both shear zone slide and hydrothermal alteration zone slide. *Landslides-Journal of the Japan Landslide Society*, Vol. 36, No. 2, pp. 24–31.
- 66) Maeda, H. and Hiura, H. (2001) : The relationship between the Yasukuni Slide and a hydrothermal interstratified illite/smectite minerals zone. *Landslides-Journal of the Japan Landslide Society*, Vol. 37, No. 4, pp. 1–9.
- 67) 前田寛之 (2002) : 地すべりと変質帯 (その 1) －地すべりと熱水変質帯との関係－. 地すべり技術, Vol. 29, No. 1, pp. 29–37.
- 68) 国土交通省気象庁ホームページ: 気象統計情報, URL: <http://www.jma.go.jp> (参照日: 2011年4月23日).
- 69) 大久保誠介・高 秀君・福井勝則 (2005) : 気乾と湿潤状態における多孔質岩石の変形特性と力学模型. *Journal of MMIJ*, Vol. 121, No. 12, pp. 583–589.
- 70) 佐々宏一・西松裕一・山崎豊彦 (1968) : 岩石の強さ試験結果の処理方法および供試体数の決定方法について. 日本鉱業会誌, Vol. 84, No. 965, pp. 1475–1478.
- 71) 日本鉱業会「岩石強度測定法特別委員会」編 (1968) : 岩石強度測定法実

- 施基準案. 日本鉱業会誌, Vol. 84, No. 965, pp. 1479–1487.
- 72) 地すべり学会北海道支部 監修, 山岸宏光 編 (1993): 北海道の地すべり地形, 分布とその解説. 北海道大学図書刊行会, 392p.
- 73) 角田隆彦・本島 勲・野崎隆司 (1997): 評点法による岩盤斜面の安定度診断の試み. 応用地質, Vol. 38, No. 1, pp. 2–12.
- 74) 森脇 寛・佐々木良宜 (2007): 斜面安定解析による地すべり地形斜面の危険度評価. 日本地すべり学会誌 (地すべり), Vol. 44, No. 1, pp. 25–32.
- 75) 八木浩司・檜垣大助・社団法人日本地すべり学会平成 14 年度第三系分布域の地すべり危険箇所調査手法に関する検討委員会 (2009): 空中写真判読と AHP 法を用いた地すべり地形再活動危険度評価手法の開発と阿賀野川中流域への適用. 日本地すべり学会誌 (地すべり), Vol. 45, No. 5, pp. 8–16.
- 76) 宜保清一 (1987): 地すべり斜面の安定性評価に用いる強度定数の考え方. 土と基礎, Vol. 35, No. 11, pp. 27–32.
- 77) 八木則男・矢田部龍一・石井朋紀・榎 明潔 (1995): 強度定数のばらつきを考慮した地すべり地の安定性の検討. 土木学会論文集, Vol. 1995, No.523/III-32, pp. 59–67.
- 78) 宜保清一・中村真也・佐々木慶三・趙 廷寧 (2007): 黄土高原二道岔地すべりの不安定化と地すべり土のせん断強度の関係. 日本地すべり学会誌 (地すべり), Vol. 44, No. 3, pp. 12–17.
- 79) 木村 匠・宜保清一・中村真也 (2010): 地すべり土の強度図を用いたすべり面平均強度定数の推定—沖縄, 島尻層群泥岩地すべりを事例として—. 農業農村工学会論文集, Vol. 78, No. 6, pp. 445–453.
- 80) 前田寛之 (1999): 生田原町生田原地すべり. 「北海道の地すべり'99」, 地すべり学会北海道支部「北海道の地すべり'99 編集小委員会」編, pp. 86–90.
- 81) 小出 博 (1955): 日本の地すべり—その予知と対策—, 東洋経済新報社, 259p.
- 82) 安藤 武 (1974): 地すべりの分類と地質特性について. 地すべり, Vol. 11, No. 1, pp. 32–36.

- 83) 谷口敏雄 監修, 藤原明敏 著 (1970): 地すべり調査と解析—实例に基づく調査・解析法—. 理工図書株式会社, 214p.
- 84) 山崎 勉・小島 健・山崎孝成・小材 徹・横田泰男 (2003): 群馬県万座地域の地すべりと変質. 日本地すべり学会誌 (地すべり), Vol. 40, No. 1, pp. 68–77.
- 85) 渡 正亮 (1992): 岩盤地すべりに関する考察. 地すべり, Vol. 29, No. 1, pp. 1–7.
- 86) 地すべり学会北海道支部 監修, 山岸宏光・川村信人・伊藤陽司・堀 俊和・福岡 浩 編著 (1996): 北海道の地すべり地形データベース. 北海道大学図書刊行会, 313p.
- 87) 渡 正亮 (1971): 地すべりの型と対策. 地すべり, Vol. 8, No. 1, pp. 1–5.
- 88) 国土交通省国土政策局国土情報課: 国土画像情報 (カラー空中写真).
- 89) 渡 正亮・酒井淳行 (1975): 地すべり地の概査と調査の考え方. 土木研究所資料, No. 1,003, 70p.
- 90) 山田剛二・渡 正亮・小林澄治 (1971): 地すべり・斜面崩壊の実体と対策. 株式会社山海堂, 580p.
- 91) 藤原明敏 (1979): 地すべりの解析と防止対策, 特に土木工事に関連する地すべりの発生予知. 理工図書株式会社, 601p.
- 92) 藤田 崇 (1995): 地すべり現象の地質学 (その2) —地質的要因について—. 地すべり技術, Vol. 21, No. 3, pp. 23–31.
- 93) 渡 正亮・小林澄治 (1987): 地すべり・斜面崩壊の予知と対策. 株式会社山海堂, 260p.
- 94) Saaty, T. L. (1980): The Analytic Hierarchy Process. New York, McGraw-Hill Book Company, 265p.
- 95) 藤原明敏 (1974): 平易な地すべりの調査法(1). 地すべり技術, Vol. 1, No. 3, pp. 23–26.
- 96) 横山俊治 (2004): 進化系列と進化階程. 「地すべり—地形地質的認識と用語—」, 社団法人日本地すべり学会「地すべりに関する地形地質用語委員会」編, pp. 46–52.
- 97) 中村浩之・田辺政貴・久保田哲也 (1986): 道路建設に伴なう切土工によ

- る地すべりの実態. 土木研究所資料, No. 2,288, 88p.
- 98) 田近 淳 (2004) : 物質構成. 「地すべりー地形地質的認識と用語ー」, 社団法人日本地すべり学会「地すべりに関する地形地質用語委員会」編, pp. 53–60.
- 99) 藤田 崇 (2004) : 基岩構造. 「地すべりー地形地質的認識と用語ー」, 社団法人日本地すべり学会「地すべりに関する地形地質用語委員会」編, pp. 118–132.
- 100) Maeda, H., Naya, H., Kohno, M., Hasebe, S. and Hiura, H. (2008) : Landslide clays and other geological characteristics of the Kushiro-type landslide occurred within the Nemuro Group around Akkeshi Bay and Lake Akkeshi area, eastern Hokkaido, Japan. *International Conference on Management of Landslide Hazard in the Asia-Pacific Region*, pp. 783–791.
- 101) 前田寛之・河野勝宣・林 啓太・長谷部賀宣・納谷 宏 (2009) : 東部北海道厚岸湾岸地域における釧路型地すべりの地すべり面粘土. 平成 21 年度社団法人日本地すべり学会北海道支部・北海道地すべり学会特別講演および研究発表会予稿集, pp. 32–43.

# 研究業績一覧

## 1. 学術論文（学位論文関係）

- 1) Hiroyuki MAEDA, Hiroshi NAYA, Shigenori HASEBE and Masanori KOHNO (December, 2009): A landslide clay of the Semposhi Slide occurred within the Semposhi Formation of the Nemuro Group in the west coast area of Akkeshi Bay, eastern Hokkaido, Japan. *Clay Science*, Vol. 14, No. 3, pp. 135–139.
- 2) 河野勝宣・前田寛之（2010年1月）：軟岩－中硬岩境界領域におけるスメクタイトを含む細粒凝灰岩の円柱（縦）点載荷強さと一軸圧縮強さとの関係－北海道生田原南地すべり移動体の上部中新統生田原層の例－. *日本地すべり学会誌（地すべり）*, Vol. 47, No. 1, pp. 17–25.
- 3) 河野勝宣・前田寛之・鹿毛一平・小竹純平・仁井太陽（2010年12月）：スメクタイトを含む岩石の円柱（縦）点載荷強さ試験方法. *土木学会論文集 C*, Vol. 66, No. 4, pp. 859–868.
- 4) 河野勝宣・前田寛之（2011年1月）：点載荷強さ試験に基づく熱水変質岩の力学特性－北海道北東部地域の例－. *Journal of MMIJ*, Vol. 127, No. 1, pp. 14–19.
- 5) Masanori KOHNO and Hiroyuki MAEDA (April, 2011): Estimate of uniaxial compressive strength of hydrothermally altered rocks from northeastern Hokkaido, Japan, based on axial point load strength test results. *International Journal of the JCRM (IJJCRM)*, Vol. 7, No. 1, pp. 17–23.
- 6) 前田寛之・納谷 宏・植松 聡・河野勝宣（2011年5月）：熱水変質帯地すべりの地質的特徴－北海道生田原南地すべり地域の例－. *日本地すべり学会誌（地すべり）*, Vol. 48, No. 3, pp. 15–22.
- 7) 河野勝宣・前田寛之（2012年1月）：オン－サイトの自然含水状態における不定形供試体の点載荷強さ試験に基づく軟岩および中硬岩の一軸圧縮強さの推定－上部中新統火砕岩および碎屑岩の熱水変質岩の例を中心に－. *Journal of MMIJ*, Vol. 128, No. 1, pp. 17–22.
- 8) Hiroyuki MAEDA, Yutaka Fukushima, Hiroshi NAYA and Masanori KOHNO (Accepted November, 2011): A palygorskite vein found in conglomerate of the

Upper Eocene-Lower Oligocene Rikubetsu Formation in northeastern Hokkaido, Japan. *Clay Science*.

- 9) Masanori KOHNO and Hiroyuki MAEDA (Accepted January, 2012): Relationship between point load strength index and uniaxial compressive strength of hydrothermally altered soft rocks. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences (IJRMMS)*, IF = 1.390 (2010), DOI: 10.1016/j.ijrmms.2012.01.011.

## 2. 学術論文（その他）

- 1) 中村 大・後藤隆司・伊藤陽司・山下 聡・川口貴之・山崎新太郎・鈴木輝之・河野勝宣（2011年9月）：岩石の凍上圧に関する基礎的研究－岩石の凍上発生位置の強度依存性－. *Journal of MMIJ*, Vol. 127, No. 9, pp. 558–564.

## 3. 参考論文（学位論文関係）

- 1) 前田寛之・佐々木 隆・古田一如・高嶋克裕・梅村章弘・河野勝宣（2008年12月）：東部北海道弟子屈町奥春別地すべり地域南部における地すべりと地質構造および熱水変質帯との関係. CD：資料集「**北海道の地すべり研究 30年**」, 北海道地すべり学会・社団法人日本地すべり学会北海道支部「30周年記念事業実行委員会」編, pp. 100–106.
- 2) 前田寛之・河野勝宣・辻 健史・久保仁美（2008年12月）：北海道北東部, 常呂帯仁頃層群緑色岩における破碎帯粘土と 2006年豊実崩壊面粘土および古期地すべり面粘土との比較. CD：資料集「**北海道の地すべり研究 30年**」, 北海道地すべり学会・社団法人日本地すべり学会北海道支部「30周年記念事業実行委員会」編, pp. 107–112.
- 3) 前田寛之・河野勝宣・榊原直人・中村政文・辻 健史（2008年12月）：スメクタイトを極微量に含む塊状細粒凝灰岩の強制乾燥および強制湿潤状態における供試体の準備方法と円柱(縦)点載荷試験システム. *開発技報*, No. 49-50, pp. 7–14.
- 4) 河野勝宣・前田寛之・鹿毛一平・小竹純平・仁井太陽（2010年3月）：スメクタイトを含む凝灰岩類の強制乾燥状態および強制湿潤状態における円柱(縦)点載荷強さ試験方法. *開発技報*, No. 51, pp. 7–15.



- 5) 河野勝宣・前田寛之 (2011年1月): 乾燥温度の違いがスメクタイトを含む岩石の円柱(縦)点載荷強さに与える影響. 第40回岩盤力学に関するシンポジウム講演集, pp. 357–362.

#### 4. 国際会議プロシーディングス (学位論文関係)

- 1) Hiroyuki MAEDA, Hiroshi NAYA, Masanori KOHNO, Shigenori HASEBE and Hiromasa HIURA (August, 2008): Geological characteristics of the Kushiro-type landslides occurred within the Nemuro Group around Akkeshi Bay and Lake Akkeshi area, eastern Hokkaido, Japan. Abstract of 12th International Conference and Fieldtrip on Landslides (ICFL).
- 2) Hiroyuki MAEDA, Hiroshi NAYA, Masanori KOHNO, Shigenori HASEBE and Hiromasa HIURA (November, 2008): Landslide clays and other geological characteristics of the Kushiro-type landslide occurred within the Nemuro Group around Akkeshi Bay and Lake Akkeshi area, eastern Hokkaido, Japan. International Conference on Management of Landslide Hazard in the Asia-Pacific Region, pp. 783–791.
- 3) Hiroyuki MAEDA, Takashi SASAKI, Kazuyuki FURUTA, Katsuhiko TAKASHIMA, Akihiro UMEMURA and Masanori KOHNO (November, 2008): What is a hydrothermal alteration zone landslide? The relationship between ancient landslides and point load strength of hydrothermal alteration zone rocks in Hokkaido, Japan. Proceedings of The First World Landslide Forum, Global Promotion Committee of The International Programme on Landslides (IPL), pp. 389–392.
- 4) Hiroyuki MAEDA, Hiroshi NAYA, Masanori KOHNO and Shigenori HASEBE (June, 2009): Landslide clays of the Senpoji slide and others around Akkeshi Bay, eastern Hokkaido, Japan. Abstract of International Clay Conference (ICC), Book of ABSTRACTS Volume I, Oral Sessions, p. 187.
- 5) Hiroyuki MAEDA, Hiroshi NAYA and Masanori KOHNO (June, 2010): A palygorskite-bearing clay vein from the Futamata landslide area in northeastern Hokkaido, Japan. Book of Abstracts of The 2010 SEA-CSSJ-CMS Trilateral Meeting on Clays (2010 TMC) - General Meeting, pp. 144–145.
- 6) Hiroyuki MAEDA, Masanori KOHNO, Hiroshi NAYA, Hiroshi SHIRAHATA and

- Hiromasa HIURA (August, 2010): Early-stage low- and late-stage high-sulfidation epithermal gold-silver mineralizations of the Kitano-oh deposit and vicinity in the Kitami metallogenic province, Hokkaido, Japan. The 20th General Meeting of the International Mineralogical Association (IMA 2010).
- 7) Masanori KOHNO and Hiroyuki MAEDA (September, 2010): Estimate of uniaxial compressive strength of hydrothermally altered rocks from northeastern Hokkaido, Japan, based on point load strength test result. Proceedings of the International Workshop on Modern Science and Technology 2010 (IWMST 2010), Paper ID: 19, pp. 12–17.
- 8) Masanori KOHNO and Hiroyuki MAEDA (October, 2010): Relationship between axial point load strength and uniaxial compressive strength of hydrothermally altered rocks from northeastern Hokkaido, Japan. Proceedings of ISRM International Symposium 2010 and 6th Asian Rock Mechanics Symposium (6th ARMS), Proc. No. 49, pp. 1–8 (Abstract, pp. 81–82).
- 9) Masanori KOHNO and Hiroyuki MAEDA (October, 2011): Relationship between point load strength and uniaxial compressive strength of hydrothermally altered soft rocks. Proceedings of 12th ISRM International Congress on Rock Mechanics, Harmonising rock engineering and the environment (Qihu Qian and Yingxin Zhou, editors) (CD-ROM), Taylor & Francis Group, London, FP-CH099, pp. 675–679 (Abstract, p. 320).

## 5. 国内講演予稿集（学位論文関係）

- 1) 前田寛之・辻 健史・河野勝宣（2008年4月）：北見市北陽地すべりと2006年豊実崩壊および古期地すべりにおける仁頃層群緑色岩起源の地すべり面粘土および崩壊面粘土．平成20年度社団法人日本地すべり学会北海道支部・北海道地すべり学会設立30周年記念講演およびシンポジウム予稿集，pp. 42–45.
- 2) 河野勝宣・前田寛之・中村政文・辻 健史・榊原直人（2008年6月）：軟岩－中硬岩境界領域におけるスメクタイトを含む細粒凝灰岩の円柱（縦）点載荷強さと一軸圧縮強さとの関係．平成20年度日本応用地質学会北海道支部・北海道応用地質研究会合同研究発表会講演予稿集，No. 28, pp. 19–22.
- 3) 河野勝宣・前田寛之・中村政文・辻 健史・榊原直人（2008年10月）：軟

岩—中硬岩境界領域におけるスメクタイトを含む細粒凝灰岩の円柱(縦)点  
載荷強さと一軸圧縮強さとの関係. 日本応用地質学会平成 20 年度研究発表  
会講演論文集/CD-ROM 版, pp. 193–194.

- 4) 前田寛之・河野勝宣・辻 健史・久保仁美 (2008 年 12 月): 北海道北東部,  
常呂帯仁頃層群緑色岩における破砕帯粘土と 2006 年豊実崩壊面粘土およ  
び古期地すべり面粘土との比較. 開発技術研究会平成 20 年度研究発表会講  
演要旨集, B-16, pp. 41–42.
- 5) 河野勝宣・前田寛之 (2009 年 1 月): 熱水変質軟岩および中硬岩の円柱(縦)  
点載荷強さと一軸圧縮強さとの関係. 平成 20 年度土木学会北海道支部論文  
報告集 (CD-ROM), No. 65, C-7, pp. 1–4.
- 6) 前田寛之・河野勝宣・林 啓太・長谷部賀宣・納谷 宏 (2009 年 4 月):  
東部北海道厚岸湾岸地域における鈎路型地すべりの地すべり面粘土. 平成  
21 年度社団法人日本地すべり学会北海道支部・北海道地すべり学会特別講  
演および研究発表会予稿集, pp. 32–43.
- 7) 河野勝宣・児玉新太・小竹純平・仁井太陽・鹿毛一平・林 啓太・前田寛  
之 (2009 年 4 月): 軟岩—中硬岩境界領域におけるスメクタイトを含む細  
粒凝灰岩の円柱(縦)点載荷強さと一軸圧縮強さとの関係—北海道生田原南  
地すべり移動体の上部中新統生田原層の例—. 平成 21 年度社団法人日本地  
すべり学会北海道支部・北海道地すべり学会特別講演および研究発表会予  
稿集, pp. 60–71.
- 8) 河野勝宣・前田寛之・小竹純平・鹿毛一平・仁井太陽 (2009 年 6 月): 強  
制乾燥状態および強制湿潤状態における熱水変質岩の円柱(縦)点載荷強さ  
と一軸圧縮強さとの関係. 平成 21 年度日本応用地質学会北海道支部・北海  
道応用地質研究会合同研究発表会講演予稿集, No. 29, pp. 9–12.
- 9) 河野勝宣・前田寛之 (2009 年 8 月): 熱水変質岩の円柱(縦)点載荷強さと  
一軸圧縮強さの関係—北海道遠軽町生田原地域および弟子屈町奥春別地域  
の例—. 第 44 回地盤工学研究発表会発表講演集 (CD-ROM), pp. 507–508.
- 10) 前田寛之・納谷 宏・植松 聡・河野勝宣 (2010 年 4 月): 北海道生田原  
南地すべり地域における熱水変質帯と地すべりの関係. 平成 22 年度社団法  
人日本地すべり学会北海道支部・北海道地すべり学会特別講演および研究  
発表会予稿集, pp. 7–10.
- 11) 前田寛之・納谷 宏・植松 聡・河野勝宣 (2010 年 7 月): 熱水変質帯地

すべりの特徴－生田原南地すべり地域の例－. 第 49 回日本地すべり学会研究発表会講演集, 2-07, pp. 77-78.

- 12) 河野勝宣・前田寛之 (2010 年 9 月): 熱水変質岩の円柱(縦)点載荷強さと一軸圧縮強さの関係. 社団法人土木学会平成 22 年度全国大会第 65 回年次学術講演会講演概要集 (DVD-ROM), III-201, pp. 401-402.
- 13) 河野勝宣・前田寛之 (2011 年 1 月): 乾燥温度の違いがスメクタイトを含む岩石の円柱(縦)点載荷強さに与える影響. 第 40 回岩盤力学に関するシンポジウム講演集 (CD-ROM), pp. 357-362.
- 14) 前田寛之・河野勝宣・小竹純平 (2011 年 4 月): 珪質頁岩の続成および風化と地すべりとの関係. 平成 23 年度社団法人日本地すべり学会北海道支部・北海道地すべり学会特別講演および研究発表会予稿集, pp. 23-26.
- 15) 前田寛之・河野勝宣・小竹純平・安藤 勸・桧垣駿介・中野裕美子・菅谷拓人 (2011 年 8 月): 珪質頁岩の続成変質帯および風化帯構造と古期大規模地すべりとの関係－北東部北海道本岐地すべり多発地帯における新第三系下部中新統津別層の例－. 第 50 回日本地すべり学会研究発表会講演集, 2-7, pp. 69-70.
- 16) 前田寛之・河野勝宣・菅谷拓人・中野裕美子・桧垣駿介 (2011 年 10 月): 熱水変質帯地すべりの地質的特徴－東部北海道新第三紀陸上火山地域の例－. 一般社団法人日本応用地質学会平成 23 年度研究発表会講演論文集 / CD-ROM 版, pp. 1-2.

## 6. 国内講演予稿集 (その他)

- 1) 中村 大・河野勝宣・後藤隆司・伊藤陽司・山下 聡・川口貴之・山崎新太郎 (2011 年 6 月): 北見市近郊で採取した岩石の凍上性. 平成 23 年度資源・素材学会北海道支部春季講演会講演要旨集, A-13, pp. 25-26.

## 7. 受賞

- 1) 社団法人土木学会平成 22 年度全国大会第 65 回年次学術講演会優秀講演者表彰 受賞 (2010 年 11 月).