

北海道古宇郡神恵内村
文献調査報告書

(案)

隆起・侵食に関する説明書

2024 年 2 月

原子力発電環境整備機構

目 次

第1章 調査・評価の考え方	1
1.1 調査のよりどころ	1
1.1.1 文献調査計画書	1
1.1.2 「考慮事項」	1
1.1.3 「文献調査段階の評価の考え方」	2
1.2 評価の考え方	2
1.3 調査の進め方	3
第2章 文献・データの収集・情報の抽出	5
2.1 収集対象範囲	5
2.2 収集・抽出の観点	6
2.3 抽出結果	7
第3章 文献から得られた知見	9
3.1 隆起・沈降	9
3.1.1 $10^0 \sim 10^2$ 年スケール	9
3.1.2 $10^2 \sim 10^3$ 年スケール	9
3.1.3 10^5 年スケール	10
3.1.4 $10^5 \sim 10^6$ 年スケール	14
3.2 侵食	14
3.2.1 山地の削剥速度	15
3.2.2 河川による下刻	16
3.2.3 海食	17
3.2.4 マスムーブメント	18
3.3 気候・海水準変動	20
3.3.1 気温・降水量の変化	20
3.3.2 古環境の変化	21
3.3.3 氷河性海水準変動	21
第4章 文献・データの分析	23
4.1 隆起・沈降	23
4.1.1 測地観測データに基づく隆起・沈降量	23
4.1.2 海成段丘に基づく隆起量・隆起速度	24
4.1.3 大陸棚における地殻変動の傾向	33
4.2 侵食	38
4.2.1 沿岸部における最大下刻量	38
4.2.2 マスムーブメントによる削剥	41
第5章 隆起・侵食に関する知見のまとめ	45
5.1 隆起・沈降に関する知見のまとめ	45
5.1.1 地殻変動の枠組み	45
5.1.2 隆起・沈降の傾向	47

5.1.3 隆起・沈降の量・速度	48
5.2 侵食に関する知見のまとめ	49
5.2.1 山地の削剥速度	50
5.2.2 下刻量	50
5.2.3 海食速度	50
5.2.4 マスムーブメント	51
第6章 基準に照らした評価	53
6.1 過去 10 万年程度における最大侵食量	53
6.2 10 万年後程度における侵食による深度の減少	54
6.3 概要調査以降の調査を実施する場合	54
引用文献	56

図目次

図 1.2-1	概要調査地区選定段階（文献調査の段階）における隆起・侵食の評価の流れ	3
図 1.3-1	隆起・侵食の説明書の構成	4
図 2.1-1	収集対象範囲	6
図 3.1-1	本地域における海成段丘の断面模式図	12
図 3.1-2	積丹半島と岩内平野における海成段丘の高度分布と TT 値	13
図 3.1-3	積丹半島と岩内平野における文献に示された海成段丘の高度分布（投影断面図）	14
図 3.2-1	ダム堆砂量と地形量との関係から推定された年平均削剥速度	16
図 3.2-2	砂礫層の層厚とその読み取りに用いた文献・データ	17
図 3.2-3	文献調査対象地区（陸域）におけるマスマーブメント地形分布	19
図 3.2-4	文献調査対象地区（海域）およびその周辺地域における海底地すべりの分布	20
図 4.1-1	電子基準点データに基づく約 15 年間の上下変動量	24
図 4.1-2	積丹半島南西岸と北岸の海成段丘面区分図	28
図 4.1-3	積丹半島北岸および南西岸における海成段丘の高度分布（投影断面図）	28
図 4.1-4	海岸部の地形断面	29
図 4.1-5	文献調査対象地区とその周辺地域の海成段丘面の対比・編年	30
図 4.1-6	海成段丘面の分布高度に基づく隆起量・隆起速度	33
図 4.1-7	大陸棚における地層の累重様式と地殻変動との関係	35
図 4.1-8	既存の音波探査記録から推定される大陸棚の地殻変動の傾向	36
図 4.1-9	文献調査対象地区およびその周辺の大陸棚における既存地質解釈断面	38
図 4.2-1	海水準低下に対する河川の応答	40
図 4.2-2	海水準低下に対する河川の応答について検討した河川	40
図 4.2-3	マスマーブメントにより形成される地形の概念	41
図 4.2-4	文献調査対象地区（陸域）におけるマスマーブメント地形の分布	42
図 4.2-5	文献調査対象地区（海域）とその周辺地域における海底マスマーブメント地形の分布	43
図 4.2-6	山体重力変形地形分布位置と地質断面図	44
図 5.1-1	文献調査対象地区における隆起・沈降に関する知見のまとめ	45

表目次

表 2.2-1	隆起・侵食における文献・データの収集・情報の抽出の観点	7
表 3.1-1	測地観測結果から読み取った文献調査対象地区における鉛直変動速度	9
表 3.3-1	海洋酸素同位体ステージ（MIS）の年代と海水準高度	22
表 4.1-1	海成段丘面の分布高度に基づく隆起量・隆起速度（海水準：Siddall et al., 2007） ...	32
表 4.1-2	海成段丘面の分布高度に基づく隆起量・隆起速度（海水準：Spratt and Lisiecki, 2016）	32
表 5.2-1	文献調査対象地区における侵食量・侵食速度に関する知見のまとめ	49

添付資料

- 添付資料 A 情報を抽出した文献・データのリスト
- 添付資料 B 地形判読の基準
- 添付資料 C 文献調査対象地区およびその周辺の大陸棚の既存地質解釈断面図
- 添付資料 D 河川-浅海底のシームレス地形断面図



第1章 調査・評価の考え方

1.1 調査のよりどころ

本説明書は、文献調査の項目のうちの隆起・侵食に関する説明書である。隆起・侵食に関する調査のよりどころは以下のとおり。

特定放射性廃棄物の最終処分に関する法律（以下、最終処分法という。）に基づき、文献調査開始に当たって原子力発電環境整備機構が 2020 年に公表した「北海道古宇郡神恵内村 文献調査計画書」（以下、文献調査計画書という。）に従って調査を進めた。その間、原子力規制委員会（2022）の「特定放射性廃棄物の最終処分における概要調査地区等の選定時に安全確保上少なくとも考慮されるべき事項」（以下、「考慮事項」という。）が公表され、科学的特性マップ策定時の考え方¹および「考慮事項」などを参照して最終処分法の要件を具体化した経済産業省資源エネルギー庁（2023）の「文献調査段階の評価の考え方」（以下、「文献調査段階の評価の考え方」という。）が策定されており、これらに基づいて調査・評価を行った。それぞれの概要は以下のとおりである。

なお、最終処分法については文献調査報告書の 4.1.1（1）に示したとおりである。

1.1.1 文献調査計画書

隆起・侵食については評価する要件として、「隆起・侵食」があり、その評価に用いる情報の例として、「段丘面の分布と年代」および「侵食の規模」が示されている。また、評価に用いる主要な文献・データとして、以下が示されている。

- ・ 日本列島と地質環境の長期安定性「付図 5 最近 10 万年間の隆起速度の分布」（地質環境の長期安定性評価研究委員会編，2011）
- ・ 日本の海成段丘アトラス（小池・町田編，2001）
- ・ 日本列島における侵食速度の分布（藤原ほか，1999）

1.1.2 「考慮事項」

隆起・侵食については「3. 侵食」として以下のとおり示されている。これらは、概要調査地区等の選定時において、それぞれの時点で得られている情報に基づき、適切に考慮されるべきであるとされている。

「考慮事項」の「3. 侵食」について

中深度処分^Aより更に深い深度を確保すること。この際、隆起・沈降及び気候変動による大陸氷床量の増減に起因する海水準変動を考慮した侵食による深度の減少を考慮すること。

^A 地表から深さ 70 メートル以上の地下に設置された廃棄物埋設地において放射性廃棄物（廃炉等に伴い発生する比較的放射能レベルの高いもの）を埋設の方法により最終的に処分すること。核燃料物質又は核燃料物質によつて汚染された物の第二種廃棄物埋設の事業に関する規則（昭和 63 年総理府令第 1 号）第 1 条の 2 第 2 項第 3 号に規定されているものをいう。

¹総合資源エネルギー調査会 電力・ガス事業分科会 原子力小委員会 地層処分技術 WG（以下、地層処分技術 WG という。）（2017）。

1.1.3 「文献調査段階の評価の考え方」

隆起・侵食については、侵食の基準および基準への該当性の確認の仕方が以下のとおり示されている。

侵食の基準

最終処分法第六条第二項の第一号及び第二号に対して、以下に該当することが明らかまたは可能性が高い場所^Aを避ける。

(ア) 過去 10 万年程度における最大侵食量が最終処分を行おうとする地層の深度^Bを超えている。同第二号に対して、以下に該当することが明らかまたは可能性が高い場所^Aを避ける。

(イ) 侵食による深度の減少を考慮すると、10 万年後程度において、最終処分を行おうとする地層について、70mより更に深い深度^Cを確保できない。

^A (ア) または (イ) に該当する比較的浅い部分。それより深い部分は候補として残ることとなる。

^B 最終処分を行おうとする地層の深度は、地下施設の配置という工学的対策により対応可能な部分がある。

^C 「70mより更に深い深度」の具体化には、工学的対策（設計）や安全評価が関連すると考えられることから、文献調査段階では、「明らかに、又は可能性が高く」、更に深い深度が確保できない場所を避けることとする。

侵食の基準への該当性の確認の仕方

○過去 10 万年程度における最大侵食量

地形場別に以下のように考える。

- ・ 沿岸部：過去 10 万年程度の期間の隆起量^A
- ・ 沿岸部の沖積低地：過去 10 万年程度の隆起量^A＋沖積層の基底深度
- ・ 大陸棚：過去 10 万年程度の期間の隆起量^{A, B}
- ・ 内陸部：過去 10 万年程度の隆起量，削剥量，侵食量

○10 万年後程度における、侵食による深度の減少

前項で示した変動量のうち、現在の地殻変動様式・応力場になったと考えられる時代における変動量・変動速度に基づいて、将来 10 万年後程度における侵食量を想定する。

マスマーブメントの可能性がある場合は、それによる深度の減少を上記の深度の減少量に加えることを検討する。

^A 隆起した分だけ侵食される（隆起量＝侵食量）という保守的な仮定に基づいて評価する。

^B 地層の累重様式から大陸棚が沈降していること、ないしは安定している（隆起と沈降が生じていない）ことが確認できない場合、安全側の評価とするため、隆起している大陸棚と仮定し、沿岸部において推定された隆起量を外挿する。

1.2 評価の考え方

文献調査対象地区の隆起・侵食に関連する事項として、「文献調査段階の評価の考え方」に示された基準への該当性の確認の仕方に従い、文献調査対象地区を「内陸部」（山地）、「沿岸部」（陸域）、「沿岸部の沖積低地」（臨海沖積低地）、「大陸棚」の 4 つの地形場に区分し、各地形場の最終処分を行おうとする地層を対象に次の（ア）と（イ）に該当することが明らかまたは可能性が高い場所の有無について評価する。

に大別される。「隆起・沈降」の対象は、(a) 数十年～数百万年スケールで生じる地殻変動（隆起・沈降）にかかわる情報、(b) その背景にあるテクトニック・セッティングや地殻変動様式に関する情報である。「侵食」の対象は、山地における削剥、河川・波浪による侵食、マスマーブメント（特に地すべり・崩壊）による削剥といった広義の侵食に関する情報である。「気候・海水準変動」の対象は、気温・降水量、古環境、氷河性海水準変動に関する情報である。

第4章では、文献から得られた知見を踏まえた文献・データの分析（例えば、地形判読）を行う。本調査では、「隆起・沈降」において、その傾向や隆起量・隆起速度の推定を、「侵食」において、侵食量・侵食速度の推定に加えて地すべり・崩壊の地形的兆候である線状凹地などの山体重力変形地形の分布確認を行った。

第5章では、第3章と第4章で得られた知見を統合し、文献調査対象地区とその周辺地域における隆起・沈降と侵食に伴う地形発達や地形変化量について取りまとめる。そして、最終章となる第6章では、第5章で取りまとめた知見に基づいて基準に照らした評価（評価の流れについては図1.2-1を参照）を行う。

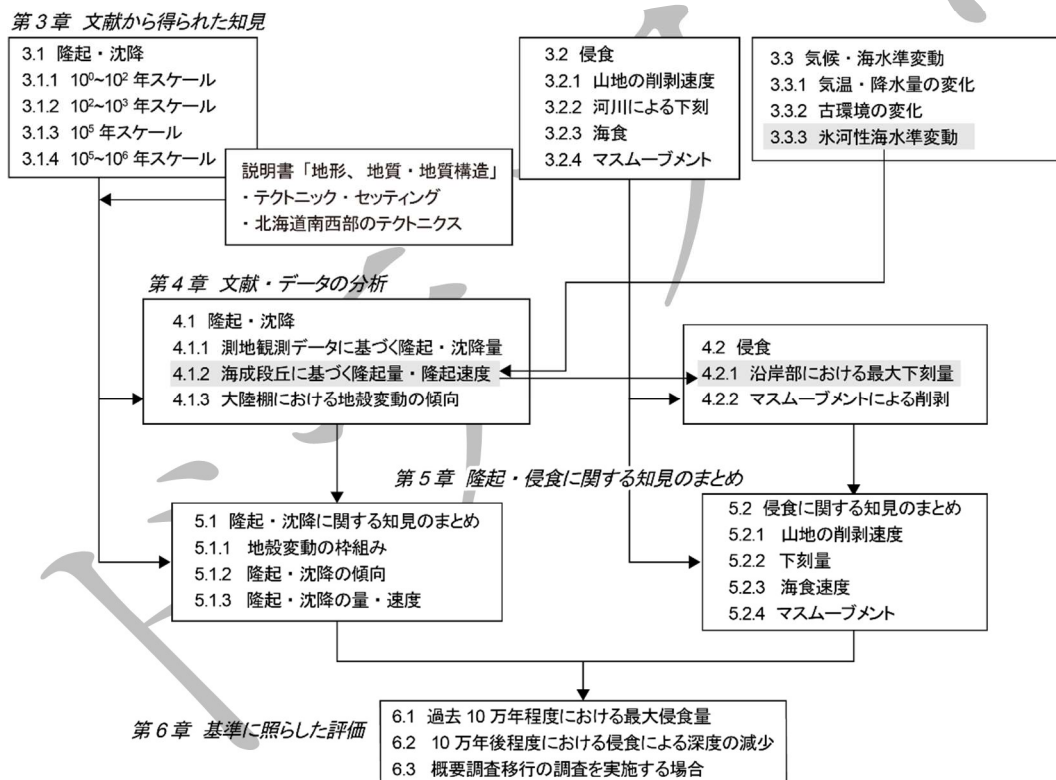


図 1.3-1 隆起・侵食の説明書の構成

文献・データの収集・情報の抽出（第2章）後の構成を示す。灰色のハイライトで示した項で得られた知見は、矢印の先の項で利用していく。

第2章 文献・データの収集・情報の抽出

2.1 収集対象範囲

文献・データの収集対象範囲を図 2.1-1 に示す。文献調査対象地区における「隆起・沈降運動」，「侵食・堆積作用」の特徴の把握・理解においては，文献調査対象地区内における情報だけでなく，それらを数十～百 km 程度の地理的広がりの中で位置付けるために文献調査対象地区外における情報も必要である。

文献調査対象地区である神恵内村は，積丹半島（積丹山地）の一部であることから，本調査では積丹半島を陸域の文献・データの収集対象範囲とした。さらに小池・町田編（2001）から，10 万年スケールでの隆起量の指標となる海成段丘が積丹半島南西部から岩内平野にかけて分布することが確認できることから，岩内平野についても陸域の文献・データの収集対象範囲に含めた。

海域の文献・データの収集対象範囲については，沿岸海底下等における地層処分の技術的課題に関する研究会（2016）において沿岸部海域側の検討対象範囲として示された「海岸線から 15 km 程度以内」に則り，陸域の対象範囲から 15 km 海域に延長した範囲とした。

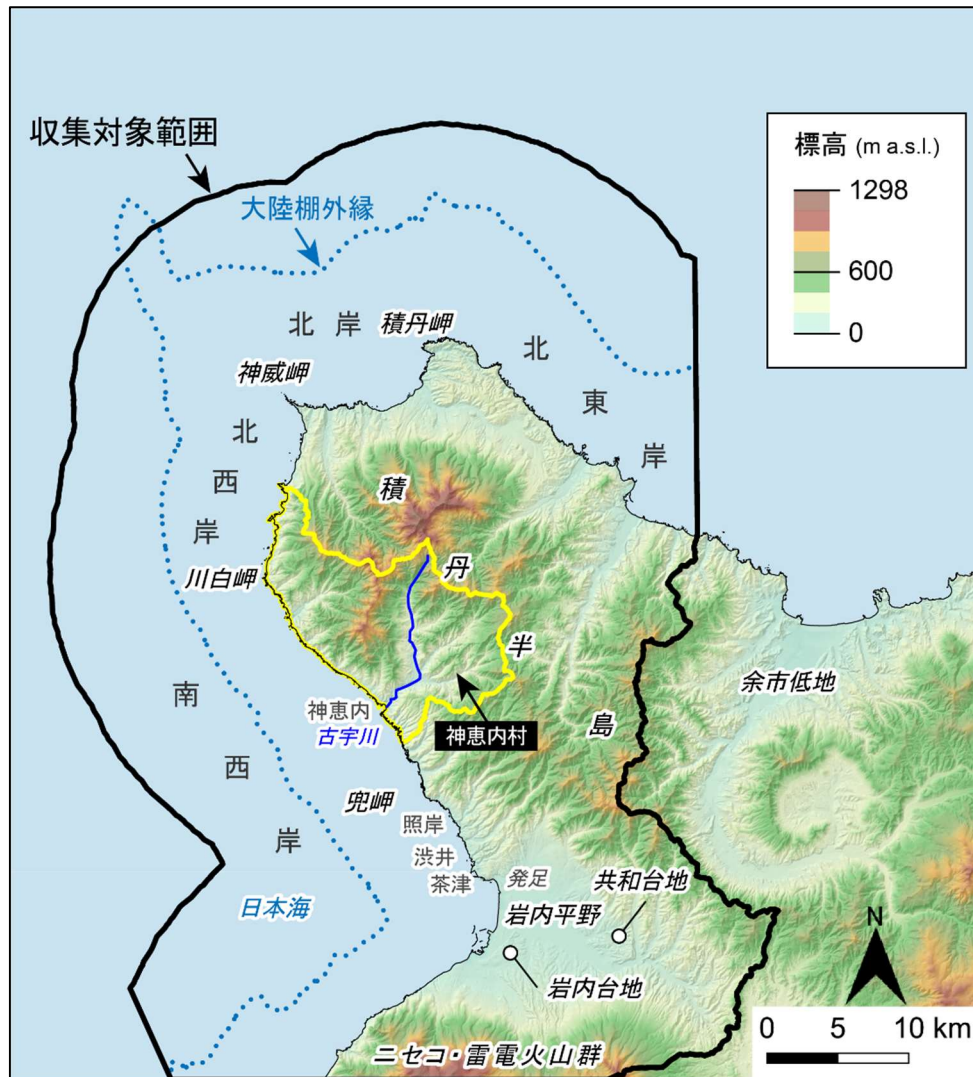


図 2.1-1 収集対象範囲

陰影段彩図には、地理院タイルの陰影起伏図に国土地理院数値標高データを用いて作成した高度段彩を重ねたものを使用。海岸線は「国土数値情報（海岸線データ）」（国土交通省）に、神恵内村の行政界は「国土数値情報（行政区域データ）」（国土交通省）に基づく。大陸棚外縁については、海底地形の特徴に基づいて描いた地形線を使用（技術的観点からの検討のうち地形、地質・地質構造に関する説明書（以下、説明書「地形、地質・地質構造」という。）を参照）。

2.2 収集・抽出の観点

本調査における文献・データの収集・情報の抽出の観点を表 2.2-1 に示す。隆起・侵食における収集・抽出対象のテーマは、「隆起・沈降」、「侵食」、「気候・海水準変動」に大別される。

これらのうち「隆起・沈降」に関しては、(a) 文献調査対象地区が属する大～中地形の配列および地質構造を規定したテクトニック・セッティングと現行の地殻変動の特徴にかかわる情報と、(b) その枠組みの中で過去数十万年～百万年程度の期間に生じた隆起・沈降量にかかわる情報、の取得を目的とした。(a) については、プレート配置、広域応力場、測地観測データに基づく地殻水平ひずみ、地震学データに基づく地殻応力情報、活構造・活断層などに関する文献・データを対象とした。(b) については、海成段丘や河成段丘（例えば、Terrace to terrace 法；吉山・柳田，1995）に基

づく 10 万年スケールでの隆起量に関する文献・データと共に、測地観測データ、離水海岸地形（例えば、海食洞、離水ベンチ）や完新世の海成層に基づくより短い時間スケールでの隆起・沈降量や、侵食小起伏面や鮮新世～中期更新世の海成層に基づくより長い時間スケールでの隆起・沈降量に関する文献・データを対象とした。

「侵食」に関しては、(a) 山地における数十年～数百万年スケールでの削剥量・削剥速度にかかわる情報、(b) 河川による数千年～数十万年スケールでの下刻量・下刻速度にかかわる情報、(c) 海食にかかわる情報、(d) マスムーブメント地形の分布・特徴にかかわる情報の取得を目的とした。

(a) については、堆砂量データ、宇宙線生成核種データ、熱年代データに基づいた削剥量・削剥速度に関する文献・データを対象とした。(b) については、河川下流部の沖積低地においては最終氷期に形成された埋没谷の形状およびその谷埋め堆積物である沖積層の基底深度に関する文献・データを、河川の中～上流部においては河成段丘や環流旧河谷といった離水河成地形に基づく下刻量・下刻速度に関する文献・データを対象とした。(c) については、海食崖の後退量・後退速度に関する文献・データを対象とした。(d) については、陸域では、地すべり地質区分や地すべり・崩壊の分布・規模に関する文献・データ、海域では、大陸棚の削剥にかかわる海底地すべりの分布・規模に関する文献・データを対象とした。

「気候・海水準変動」に関しては、(a) 古気候、特に氷期の古気候条件と周氷河環境にかかわる情報と、(b) 氷河性海水準変動にかかわる情報の取得を目的とした。(a) については、花粉分析による植生復元に関する文献・データや化石周氷河現象に関する文献・データを対象とした。(b) については、最終氷期最盛期における侵食基準面（海水準）の高さや海成段丘の分布高度から隆起量を算出する際に必要となる高海水準期（間氷期）の海水準高度を把握するために、中期更新世以降の氷河性海水準変動の海洋酸素同位体ステージ（Marine Isotope Stage；以下、MIS という。）の年代と海水準高度を示した文献・データを対象とした。

表 2.2-1 隆起・侵食における文献・データの収集・情報の抽出の観点

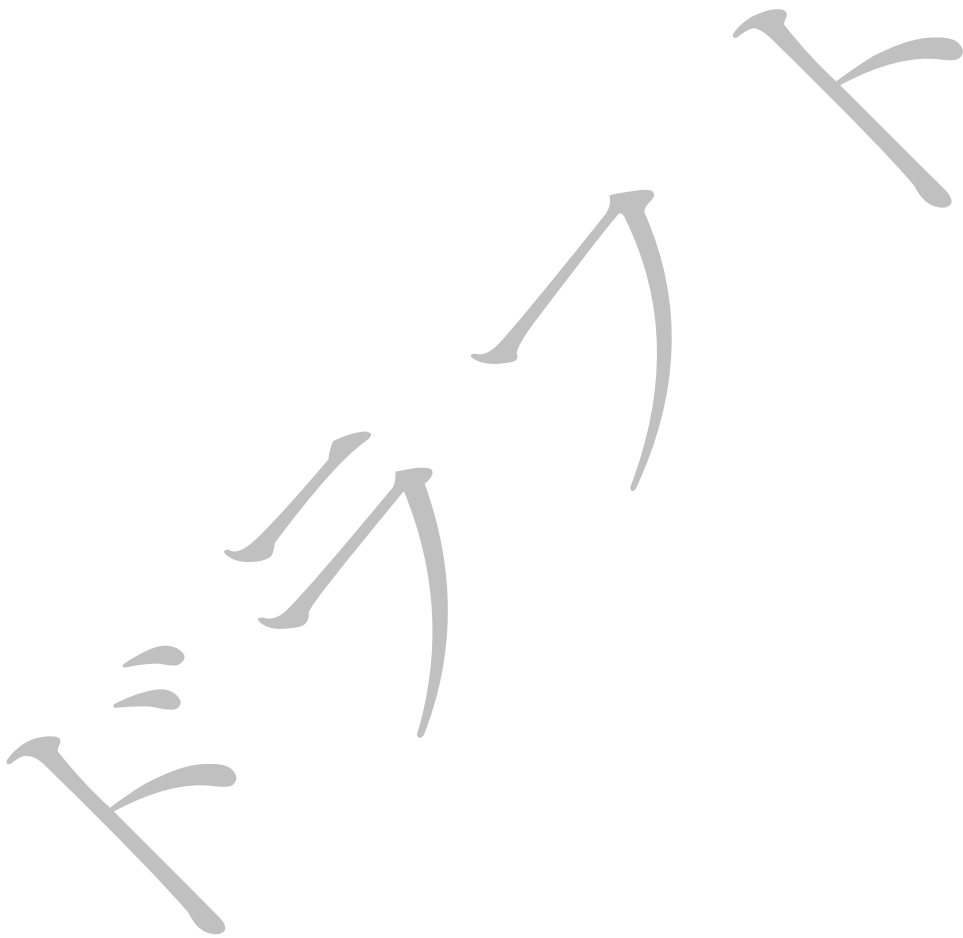
項目	目的	対象
隆起・沈降	テクトニック・セッティング	プレート配置、広域応力場、測地データ(地殻水平ひずみ)、地震学データ(地殻応力情報)、活構造・活断層
	隆起・沈降の量・速度	測地観測データ、地形データ(離水海岸地形、海成段丘、河成段丘、侵食小起伏面)、地質データ(鮮新世～完新世の海成層)
侵食	山地の削剥量・削剥速度	堆砂量データ、宇宙線生成核種データ、熱年代データ
	河川の下刻量・下刻速度	地形データ(埋没谷と沖積層、河成段丘、環流旧河谷)
	海食	海食崖の後退量・後退速度
	マスムーブメント	マスムーブメント地形、海底地すべり
気候・海水準変動	古気候	古植生、化石周氷河現象
	海水準変動	中期更新世以降の氷河性海水準変動

2.3 抽出結果

2.1 および 2.2 に基づいて収集し、情報を抽出した文献・データを「添付資料 A 情報を抽出した文献・データのリスト」にまとめた。

また、本説明書において引用している文献・データは「引用文献」として示した。この「引用文献」には、一般的な教科書類、原子力規制委員会、地層処分技術 WG などの文献・データも含まれる。なお、「情報を抽出した文献・データのリスト」においては 1 件としている文献・データを、引

- 1 用箇所を明確にするためにいくつかに分けて扱っている場合もある（例えば、原子力規制委員会審
- 2 査会合審査資料，書籍，論文集）。一方，収集・抽出の観点には該当するが評価に必要と考えられる
- 3 情報が確認されなかった場合または情報が重複する（例えば，旧版・最新版，引用・被引用文献な
- 4 ど）場合など，情報を抽出したリストに示した文献・データでも引用していないものがある。



第3章 文献から得られた知見

3.1 隆起・沈降

文献調査対象地区およびその周辺地域の隆起・沈降に関する文献情報を、2.2 に示した収集・抽出の観点別にレビューしたうえで取りまとめた。その結果を (a) 測地観測データに基づいて $10^0 \sim 10^2$ 年スケールで把握できるもの、(b) 離水海岸地形に基づいて $10^2 \sim 10^3$ 年スケールで把握できるもの、(c) 海成段丘および海成層に基づいて 10^5 年スケールで把握できるもの、(d) 侵食小起伏面や新第三紀末～第四紀の地層に基づいて $10^5 \sim 10^6$ 年スケールで把握できるものの4つに大別し、短い時間スケールのものから順に以下の各項で説明する。なお、これら $10^0 \sim 10^6$ 年スケールの隆起・沈降運動の背景にあるテクトニック・セッティングや地殻変動様式に関するレビュー結果については、説明書「地形、地質・地質構造」および 5.1.1 に示す。

3.1.1 $10^0 \sim 10^2$ 年スケール

測地観測データに基づいて日本列島の鉛直変動速度分布を示した文献には、水準測量による檀原 (1971) ならびに水準測量および GPS 連続観測による村上・小沢 (2004) がある。

これらの文献から、文献調査対象地区における $10^0 \sim 10^2$ 年スケールの鉛直変動速度（隆起方向が＋，沈降方向が－）を読み取った結果を表 3.1-1 に示す。水準測量に基づく鉛直変動速度については、文献調査対象地区が位置する積丹半島には、一等水準点が設置されていないことから不明と判断した。一方、GPS 連続観測に基づく鉛直変動速度は約 5～7 年平均で $4 \sim 6 \text{ mm/yr}$ である。

表 3.1-1 測地観測結果から読み取った文献調査対象地区における鉛直変動速度

文献	測地観測手法	観測期間	変動速度 ^{※1} (mm/yr)
檀原 (1971)	水準測量	70年間 (1895～1965年)	不明 ^{※2}
村上・小沢 (2004)	GPS連続観測	最長: 1996年～2003年 最短: 1998年～2003年	4～6
	水準測量	約40年間 (1947～1961年 および1986～1999年)	不明 ^{※2}

※1 図からの読み取りによる。

※2 積丹半島には一等水準点が設置されていないことから本調査では不明と判断した。

3.1.2 $10^2 \sim 10^3$ 年スケール

文献調査対象地区とその周辺地域における $10^2 \sim 10^5$ 年スケールの隆起・沈降のうち、最も短い時間スケール ($10^2 \sim 10^3$ 年スケール) での特徴を記録するのが離水波食棚（ベンチ）、海食洞といった離水した波食地形である。

積丹半島における波食地形のうち、離水波食棚（ベンチ）の分布およびその特徴に言及した文献には、大谷 (1999)、渡辺 (2015)、渡辺・鈴木 (2015)、北海道電力 (2017) などがある。これらの文献のうち、大谷 (1999) は、積丹半島南西岸の渋井一兜岬間 (図 2.1-1) において、標高約 1 m お

よび約 3 m に平坦面をもつ離水ベンチが発達することを示し、渡辺（2015）と渡辺・鈴木（2015）は、(a) 積丹半島の南西岸～北岸では、ベンチが連続的に発達し、その高度は 1 m 程度であることが多いこと、(b) 積丹半島南西岸の兜岬付近には、標高 2～2.5 m に平坦面をもつベンチ（ノッチの標高は約 3 m）が発達し、これは隆起ベンチである可能性が高いこと、(c) 積丹半島北東岸は南西岸～北岸に比較してベンチの発達が悪いこと、を示している。一方、北海道電力（2017）は、積丹半島の沿岸全域を対象に、航空レーザー測量による 1 m メッシュの数値標高モデルの解析や現地調査などに基づいて潮間帯（標高 0.4～-0.1 m）付近に認められる波食棚と離水波食棚（原文では「潮間帯より標高の高い範囲の平坦度の良い微地形」）の分布高度およびその特徴を明らかにしている。その結果の要点は、(a) 積丹半島南西岸（原文では西岸）と比較して、北西～北東岸（原文では北・東岸）では、潮間帯付近の波食棚と離水波食棚の分布が少ない、(b) 潮間帯付近の波食棚と離水波食棚の分布高度は、南西岸と北西～北東岸の範囲で同様の傾向を示す、(c) 離水波食棚の割合は全体の 20%程度に過ぎず、それらの汀線方向への連続的な分布は認められない、(d) 離水波食棚は、概ね侵食抵抗性が相対的に強い岩種・岩相が分布するところに形成される、である。このように、積丹半島沿岸における離水波食棚（ベンチ）の分布状況やその特徴についての情報は、比較的多く得ることができる。しかし、それらの離水時期の情報については得ることができない。

積丹半島における海食洞の分布およびその特徴に言及した文献には、竹田ほか（1979）、右代ほか（1992）、北海道電力（2017）がある。北海道電力（2017）は、波食棚を対象とした調査と同様の詳細な調査を積丹半島沿岸の海食洞に対しても実施し、(a) 積丹半島南西岸（原文では西岸）と比較し、北西～北東岸（原文では北・東岸）では、海食洞の分布が少ないこと、(b) 海食洞の分布高度（開口部底面標高）は、南西岸および北西～北東岸共に概ね 6 m 程度以下であること、(c) 南西岸における海食洞の開口部底面標高の最大値は 6.8 m であり、北西～北東岸における開口部底面標高の最大値は 5.7 m であること、(d) 積丹半島における多くの海食洞が、節理および層理に沿って侵食抵抗が相対的に弱い層が侵食されることで形成されていること、を明らかにしている。一方、右代ほか（1992）は、積丹半島から余市沿岸にかけて分布する 23 ヶ所の海食洞の遺跡のうち、発掘調査（例えば、竹田ほか、1979）が行われた 8 遺跡の結果をまとめ、それらの推定基盤岩高度や海食洞を埋積する文化層の時代を示している。右代ほか（1992）によれば、海食洞の推定基盤高度は、若干の地域差が認められ、積丹半島南西岸の神恵内および照岸周辺で標高 2.4～2.5 m、茶津および発足周辺で標高 3.7～4.5 m である。これらの海食洞を埋積する文化層のうち最も古いものは縄文後期末（3.3 ka）のものであるが、主体をなすのは、縄文後期末～晩期初め（3.3～2.8 ka）、または続縄文から擦文初め（2.0～1.2 ka）である（右代ほか、1992）。右代ほか（1992）は、これらの海食洞が縄文早期～縄文前期（6～5.5 ka）の完新世高海面期の波浪によって形成されたと考えている。しかし、右代ほか（1992）に取り上げられた積丹半島南西岸の海食洞について、それらの形成時期がすべて同時期（縄文早期～前期の完新世高海面期）によるものなのか、また、推定基盤高度の違いが、侵食抵抗性の弱い層の分布高度の違いによるものなのか、海食洞形成後の地殻変動量の差によるものなのか、詳しいことは分かっていない。

3.1.3 10⁵年スケール

10⁵年スケールの隆起・沈降のうち、隆起については藤原ほか（2004、2005）、地質環境の長期安定性研究委員会（2011）が日本列島全域を対象に最近約 10 万年間の平均隆起速度を 5 万分 1 地形図の図幅単位（およそ 20 km 四方）で示している。これらの文献に示された隆起速度は積丹半島から

1 岩内平野にかけての範囲で 0.0~0.3 mm/yr である。より詳細な空間スケールでの隆起量とその空間
2 的变化については、更新世の海成段丘面の分布高度や MIS 2 の河成堆積段丘面と MIS 6 の河成堆積
3 段丘面のオフセット量 (TT 値) の分布から把握することができる。

4 積丹半島から岩内平野にかけて分布する海成段丘面の分布高度や編年結果を示した文献には、渡
5 部ほか (1989)、山田ほか (1992)、小池・町田編 (2001)、渡辺・鈴木 (2015)、北海道電力 (2016a,
6 2018)、Amano et al. (2018)、小野・斉藤 (2019) などがある。これらの文献に基づくと、積丹半島か
7 ら岩内平野にかけて分布する更新世の海成段丘面は、3~5 面に区分され、それらの若いほうの 3 面
8 は、古いものから順に MIS 9, MIS 7, MIS 5e に対比されている。ここでは文献から分布高度を確認
9 できる MIS 9, MIS 7, MIS 5e の海成段丘面と MIS 9 より 1 段高い海成段丘面を対象に、それらの
10 後面段丘崖麓部 (旧汀線アングル; 図 3.1-1) の高度 (小池・町田編, 2001)、崖錐や風成層からなる
11 被覆層の厚さを除去した段丘堆積物上面および基盤岩上面 (図 3.1-1) の高度 (北海道電力, 2016a,
12 2018 ; Amano et al., 2018)、海成層の頂面高度などより推定された旧汀線の高度 (小野・斉藤, 2019)
13 を図 3.1-2 に、投影断面図を図 3.1-3 にそれぞれ示す。図 3.1-2 にも示されるように、更新世の海成
14 段丘面は、岩内平野から積丹半島南西岸および北岸にかけて比較的多く認められる一方で、北東岸
15 では分布がほとんど認められない。また、海成段丘面の発達が特に良いのは、積丹半島南西岸から
16 岩内平野にかけてであり、その範囲に MIS 9 以前, MIS 9, MIS 7, MIS 5e の海成段丘面が分布する。
17 以下に各海成段丘面の分布高度について詳述する。

18 MIS 5e に対比される海成段丘面の分布は、積丹半島沿岸から岩内平野にかけて認められる。積丹
19 半島では段丘堆積物の被覆層中に洞爺火山灰 (以下, Toya という。) (109 ± 3 ka ; 東宮・宮城, 2020)
20 が認められ (北海道電力, 2016a, 2018 ; Amano et al., 2018)、岩内平野内では Toya が段丘堆積物を
21 直接覆うこと (渡部ほか, 1989 ; 山田ほか, 1992 ; 小野・斉藤, 2019) が確認されている。小池・
22 町田編 (2001) に示された旧汀線アングル高度は、積丹半島の南西岸, 北岸, 北東岸で標高 30~40
23 m であるのに対して、南西岸の神恵内付近でそれらより高い標高 60 m となる。しかし、段丘堆積
24 物上面高度は、積丹半島南西岸から北岸にかけての範囲で標高 17~28 m (北海道電力, 2016a, 2018;
25 Amano et al., 2018)、前浜堆積物と後浜堆積物の境界や海退期のビーチ堆積物上面から推定されてい
26 る旧汀線の高度は、岩内平野で標高 22~25 m (小野・斉藤, 2019) であり、それらは投影断面図上
27 (図 3.1-3) で、ほぼ様な高度分布を示す。本地域では、崖錐堆積物が MIS 5e の段丘堆積物を 10
28 ~30 m 覆う (Amano et al., 2018) ことから、これらの旧汀線アングル高度に見られる地域差は、各
29 地点の段丘堆積物上の被覆層の厚さを反映したものであると考えられる。

30 MIS 7 に対比される海成段丘面の分布は、積丹半島北岸の余別周辺と積丹半島南西岸の照岸から
31 岩内平野の共和台地にかけて認められる。この海成段丘面の段丘堆積物の堆積年代は、北海道電力
32 (2019) が実施した光ルミネッセンス年代測定によると 238 ± 39 ka である。小池・町田編 (2001)
33 に示された旧汀線アングル高度は、積丹半島北岸の余別周辺で標高 75 m および標高 90 m、積丹半
34 島南西岸の茶津周辺で標高 70 m および標高 80 m である。一方、段丘堆積物上面高度は、積丹半島
35 南西岸の照岸から堀株にかけての範囲で標高 41~49 m である (北海道電力, 2016a, 2018)。また、
36 岩内平野の共和台地では、地形と海成層の分布高度から、MIS 7 の旧汀線が標高約 45 m 付近にあっ
37 たと推定されている (小野・斉藤, 2019)。

38 MIS 9 に対比される海成段丘面の分布は、積丹半島南西岸の照岸から岩内平野の共和台地につ
39 けて認められる。この海成段丘面は、MIS 7 の海成段丘面より 1 段高いことから MIS 9 に対比されて
40 いる (小池・町田編, 2001 ; 北海道電力, 2016a, 2018 ; 小野・斉藤, 2019)。小池・町田編 (2001)

1 に示された旧汀線アングル高度は、積丹半島南西岸の茶津周辺で標高 110 m および標高 130 m であ
2 る。一方、段丘堆積物上面および基盤岩上面の高度は、積丹半島南西岸の照岸から堀株にかけての
3 範囲で標高 57～63 m である（北海道電力，2016a，2018）。また、岩内平野の共和台地では、前浜堆
4 積物の形成過程と後浜堆積物の頂部高度に基づいて、MIS 9 の旧汀線の高度が標高約 54 m と推定さ
5 れている（小野・斉藤，2019）。これらの分布高度に顕著な地域差は認められない。これらの分布高
6 度と小池・町田編（2001）の旧汀線アングル高度には 50～70 m 程度の差があるが、この差は前述の
7 被覆層の厚さや判読による段丘面の認定の違いが影響されているものと考えられる。

8 MIS 9 以前の海成段丘面は、積丹半島南西岸の茶津周辺において北海道電力（2016a）が Hm1 面
9 として分布を確認している。MIS 9 の海成段丘面より 1 段高いので、MIS 11 に対比される可能性が
10 あるが、北海道電力（2018）では MIS との対比は行っていない。段丘堆積物の上面高度は標高 88 m
11 である。

12 TT 値については、北海道電力（2016a）が、積丹半島北部～北東部の余別川、積丹川、美国川、
13 古平川の中～下流部において示している（図 3.1-2）。北海道電力（2016a）による TT 値は、約 13 万
14 年間の隆起量を示すものとされ、その値は 18～27 m である。

15 上述の更新世の海成段丘面の分布高度または TT 値に基づいた積丹半島における 10^5 年スケール
16 の隆起の特徴を以下に記す。積丹半島南西岸の照岸から堀株にかけての範囲は、MIS 9，MIS 7，MIS
17 5e の海成段丘面の段丘堆積物上面高度から、MIS 9 以降の約 30 万年間、約 0.2 mm/yr の様な速度
18 で隆起してきたと考えられている（北海道電力，2016a，2018）。また、最近約 12～13 万年間に限る
19 と、積丹半島南西岸～北岸における MIS 5e の海成段丘面の段丘堆積物上面高度に基づく隆起速度
20 と積丹半島北部～北東部における TT 値に基づく隆起速度は、共に約 0.2 mm/yr であり（北海道電
21 力，2016a，2018）、積丹半島の東西において隆起速度に差は認められない（北海道電力，2016a）。
22 このことから、北海道電力（2016a）は、Mm1 段丘面を隆起させる要因として広域隆起の可能性を
23 考えている。一方、積丹半島は、広域隆起によって一様に隆起しているのではなく、積丹半島南西
24 岸に並走する東上がりの海底逆断層である積丹半島西方断層の活動により、南西岸～北岸が隆起し
25 ているとする見解もある（例えば、小野，2012；渡辺，2015；渡辺・鈴木，2015）。

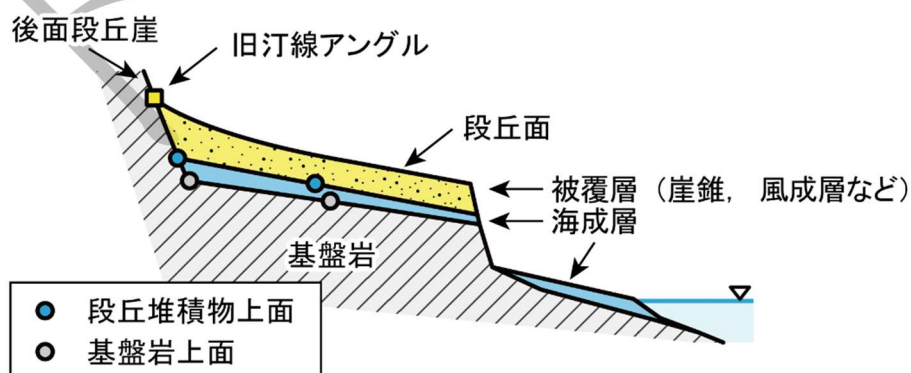


図 3.1-1 本地域における海成段丘の断面模式図

29 本調査では、海成段丘の分布高度として主に旧汀線アングル（段丘面の最も高い所、つまり後面段丘崖の崖麓
30 部）、段丘堆積物上面、基盤岩上面における高度をとりあげる。

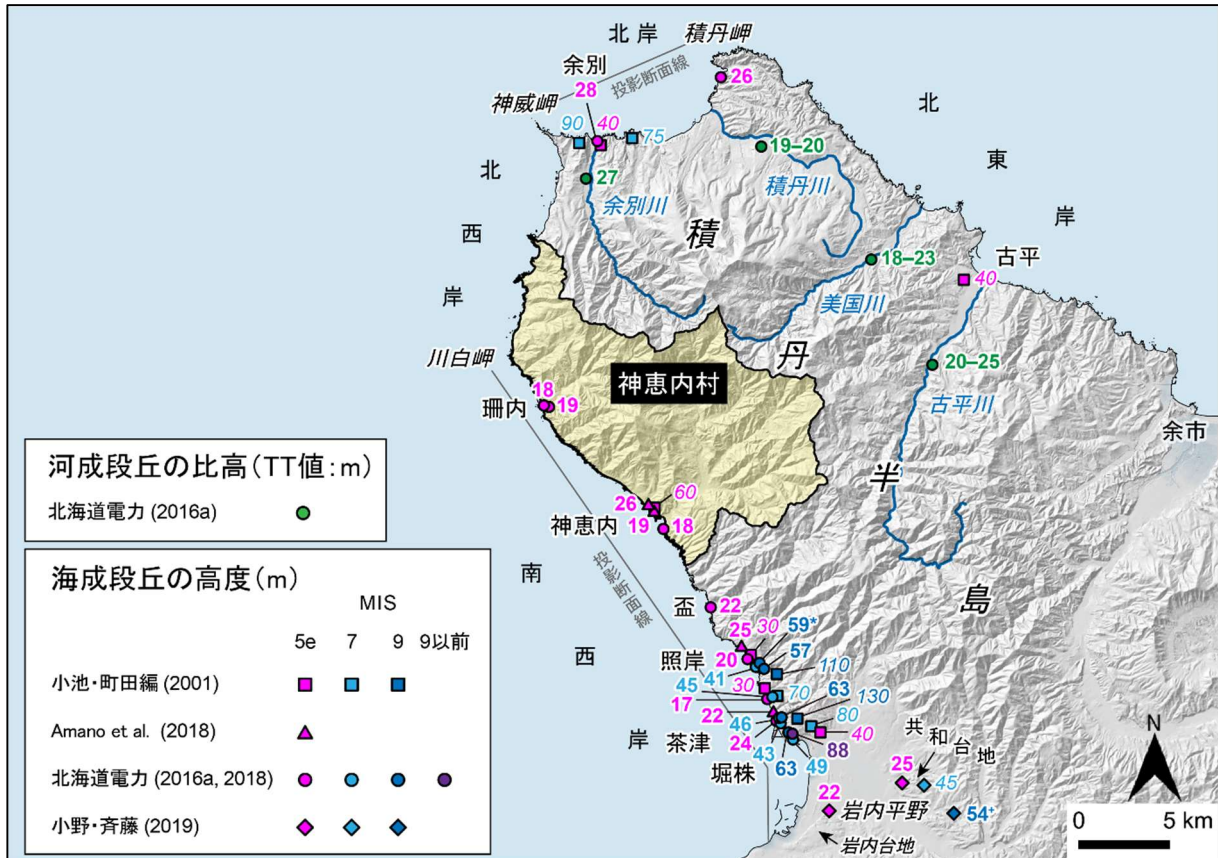


図 3.1-2 積丹半島と岩内平野における海成段丘の高度分布と TT 値

小池・町田編 (2001), 北海道電力 (2016a, 2018), Amano et al. (2018), 小野・斉藤 (2019) に基づき作成。
海成段丘に付された斜体の数字は旧汀線アングルの高度を, 正体の数字は段丘堆積物上面の高度を, * 付きの数字は基盤岩上面の高度を, + 付きの数字はそのほかの著者の推定 (後浜堆積物頂部の高度) を示す。比較的狭い範囲において群列ボーリングなどにより段丘堆積物上面の高度が複数得られている場合, それらの中で最も高いものの高度のみを図示した。河成段丘に付された数字は, TT 値を示す。海成段丘高度の投影断面図については図 3.1-3 に示した。ベースマップとして地理院タイルの陰影起伏図を使用。海岸線は「国土数値情報 (海岸線データ)」(国土交通省) に, 神恵内村の行政界は「国土数値情報 (行政区域データ)」(国土交通省) に基づく。

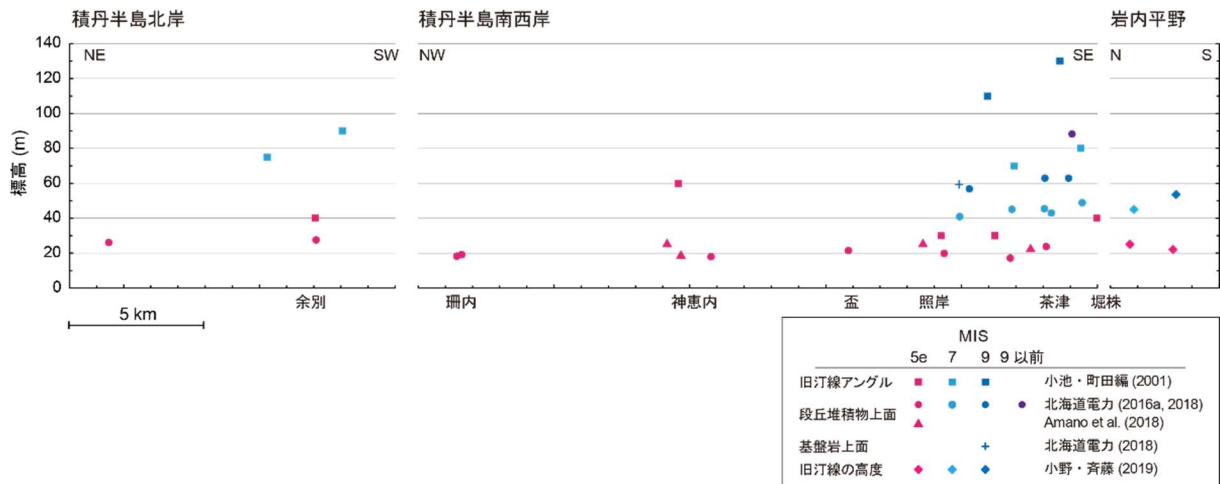


図 3.1-3 積丹半島と岩内平野における文献に示された海成段丘の高度分布（投影断面図）
旧汀線の高度（小野・斉藤, 2019）の詳細は本文および図 3.1-2 に示したとおり。

3.1.4 $10^5 \sim 10^6$ 年スケール

文献調査対象地区およびその周辺地域の第四紀を通した隆起量の総和については、第四紀地殻変動研究グループが作成した日本列島における第四紀の隆起沈降量図（集成隆起沈降量図）（国立防災科学技術センター, 1969）から読み取ることができる。この隆起沈降量図は、新第三紀末（原本では第三紀末）または第四紀初めに形成された侵食平坦面の高度と堆積岩の新第三紀（原本では第三紀）—第四紀境界層準の分布上限高度または深度に基づいて作成されている（国立防災科学技術センター, 1973）。図に示された隆起量は、神恵内村のほぼ全域で 250～500 m である。

一方、文献調査対象地区において、鮮新世～中期更新世に堆積した海成層の堆積年代と堆積環境についての情報を得ることができれば、その海成層の分布高度から、 $10^5 \sim 10^6$ 年スケールでの隆起量について見積もることができる。積丹半島において、そうした地層の候補になるのが、北岸の神威岬および積丹岳北麓に分布が確認されている野塚層（例えば、山岸・石井, 1979）である。野塚層は、貝化石を産する砂・礫層（山岸・石井, 1979）であり、その地層中に、石灰質ナノ化石の *Gephyrocapsa oceanica* (FAD: 1.65 Ma; 佐藤ほか, 1999) が認められる（通商産業省資源エネルギー庁, 1985）からである。

文献調査対象地区内の分布については、(a) 行政界北西付近に分布を示す文献（山岸・石井, 1979）と、(b) 分布を示していない文献（通商産業省資源エネルギー庁, 1985; 石田ほか, 1991; 北海道電力, 2014, 2015a, 2016a, 2016b）とに見解が分かれる。(a) の沼前岬周辺から文献調査対象地区行政界北西付近にわたる野塚層の分布については、(b) の北海道電力（2014）の地表地質踏査では確認されていない。また、(a) による文献調査対象地区付近における野塚層の標高は最大で約 800 m だが、(b) による積丹半島北岸の神威岬および積丹岳北麓における野塚層の標高は約 350 m 以下であり、これらの標高差は大きい。

3.2 侵食

文献調査対象地区およびその周辺地域の侵食に関する文献情報を、2.2 に示した文献・データの収集・抽出の観点別、すなわち、「山地の削剥速度」、「河川による下刻」、「海食」、「マスマーブメント」といったテーマに分け、レビューした。その結果を以下の各項において説明する。

3.2.1 山地の削剥速度

山地の平均削剥速度は、観測可能な時間スケール ($10^0 \sim 10^2$ 年)、地形学的な時間スケール ($10^2 \sim 10^3$ 年)、地質学的な時間スケール ($\geq 10^5$ 年) で把握することができる。これらのうち $10^0 \sim 10^2$ 年スケールで山地の平均削剥速度を把握する方法には、ダム の比堆砂量からダム流域の平均削剥速度を直接的に把握する方法 (例えば、藤原ほか, 1999) とダム の比堆砂量とダム流域の地形量との関係式からダム の有無によらず山地の平均削剥速度を推定する方法 (例えば、長谷部ほか, 2005) がある。

文献調査対象地区およびその周辺地域では、後者の方法を用いた文献・データが確認できた。該当するのは、(a) ダム堆砂量と基準高度分散量との関係に基づいて藤原ほか (1999) が作成した 6 km メッシュの削剥速度分布図を再録・加筆した削剥速度データ (藤原ほか, 2001) と、(b) ダム堆砂量、メッシュ傾斜 (約 1 km メッシュごとに算出した 250 m メッシュの最大傾斜の中央値)、表層地質との関係に基づいて長谷川ほか (2005) が作成した 1 km メッシュの「侵食速度ポテンシャルマップ」である。

これら 2 つの文献・データから作成した文献調査対象地区およびその周辺地域の削剥速度分布図を図 3.2-1 に示す。図 3.2-1 の藤原ほか (2001) から読み取れる文献調査対象地区の平均削剥速度は、珊内岳・ポンネアンチシ山周辺で $0.8 \sim 1.6$ mm/yr、それ以外のエリアで $0.5 \sim 0.8$ mm/yr である。一方、図 3.2-1 の長谷川ほか (2005) から読み取れる比堆砂量 (単位は $10^3 \text{ m}^3 / \text{km}^2 / \text{yr}$; \div 流域の平均削剥速度) は、珊内岳・ポンネアンチシ山周辺で $0.8 \sim 1.6$ 、当丸山・滝ノ沢山周辺で $0.3 \sim 0.5$ 、それ以外のエリアは $0.5 \sim 0.8$ である。

$10^2 \sim 10^3$ 年スケールの山地流域における平均削剥速度は、宇宙線生成核種法に基づき定量的に把握することができるが (例えば、Korup et al., 2014 ; 松四ほか, 2014)、文献調査対象地区およびその周辺地域において取得された宇宙線生成核種データを確認することはできなかった。また、 $\geq 10^5$ 年スケールの山地の平均削剥速度は、低温領域の熱年代法を用いることで算出でき (末岡ほか, 2015 ; 末岡・田上, 2019)、日本列島において取得された低温領域の熱年代データは「日本列島の基盤岩類における低温領域の熱年代データベース」(Sueoka and Tagami, 2019) にまとめられている。しかし、このデータベースにおいて文献調査対象地区およびその周辺地域で取得された熱年代データを確認することはできなかった。

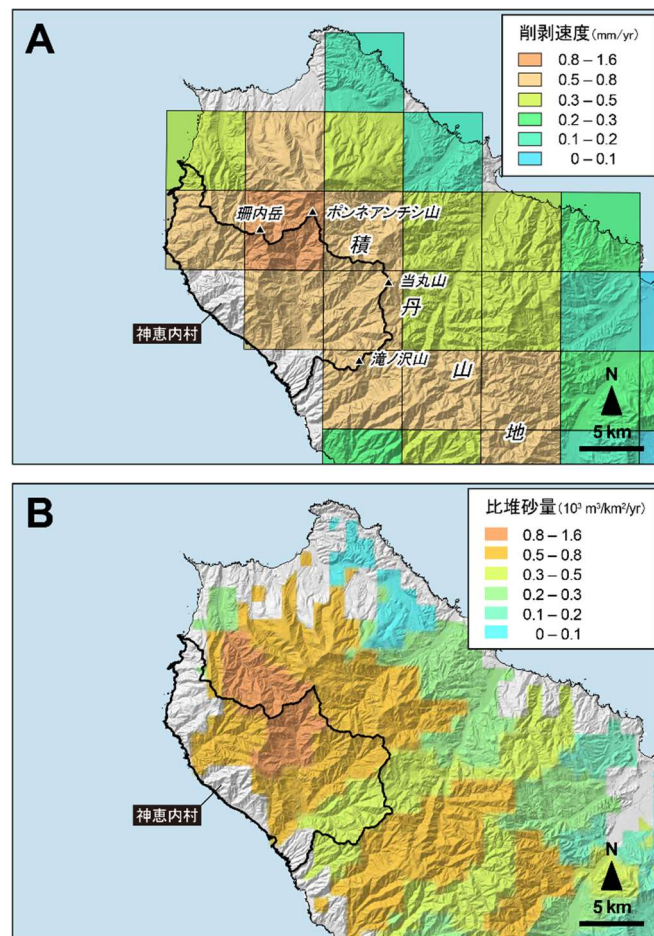


図 3.2-1 ダム堆砂量と地形量との関係から推定された年平均削剥速度

(A) 6 km メッシュの基準高度分散量から推定された年平均削剥速度。藤原ほか（2001）を編集。(B) メッシュ傾斜（約 1 km メッシュごとに算出した 250 m メッシュの最大傾斜の中央値）から推定された年平均削剥速度。長谷川ほか（2005）の「全国の流域単位の侵食速度ポテンシャルマップ」を編集。本調査では、（年平均）比堆砂量（単位は $10^3 \text{ m}^3/\text{km}^2/\text{yr}$ ）を年平均削剥速度に読み替えて論ずる。ベースマップとして地理院タイルの陰影起伏図を使用。海岸線は「国土数値情報（海岸線データ）」（国土交通省）に、神恵内村の行政界は「国土数値情報（行政区域データ）」（国土交通省）に基づく。

3.2.2 河川による下刻

沿岸部における沖積層基底（最終氷期最盛期における沖積層基底礫層の基底）の深さは、後期更新世以降の河川による線的な侵食量（下刻量）の指標となる（幡谷ほか，2016）。神恵内村においては古宇川の下流部で掘削された強震観測網観測点ボーリングコアの柱状図から、基盤岩上に層厚 3.1 m の礫層が堆積していることが確認できる（図 3.2-2）。しかし、沿岸部の沖積低地における沖積層の深度もしくは層厚について言及した文献・データを確認することはできなかった。

内陸部における河川の下刻量・下刻速度に関する情報を有する文献・データについては、確認することはできなかった。

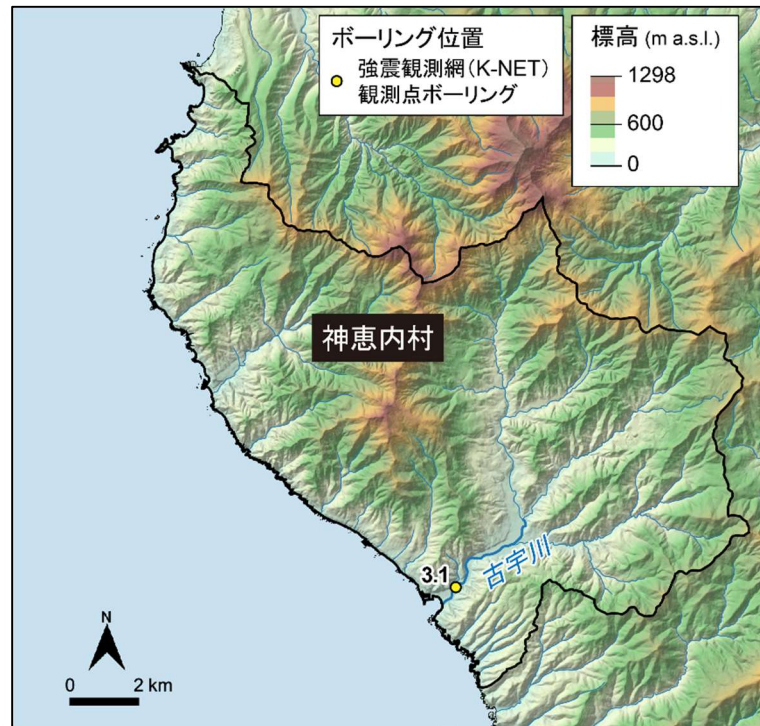


図 3.2-2 砂礫層の層厚とその読み取りに用いた文献・データ

ボーリング地点横の数字は、砂礫層の層厚（単位:m）を示す。陰影段彩図には、地理院タイルの陰影起伏図に
国土地理院数値標高データを用いて作成した高度段彩を重ねたものを使用。海岸線は「国土数値情報（海岸線
データ）」（国土交通省）に、河川は「国土数値情報（河川データ）」（国土交通省）に、神恵内村の行政界は「国
土数値情報（行政区域データ）」（国土交通省）に基づく。

3.2.3 海食

波浪侵食による海食崖の後退速度について、文献調査対象地区において直接取得されたデータを
確認することはできなかったが、日本列島の多地点において海食崖の平均後退速度を求めた文献と
して、貝塚（1998）と上野・山岸（2002）を確認した。

貝塚（1998）は、現在みられる海食崖と浅海底が後氷期の海面がほぼ現在の水準に達した 5,000 年
前から現在までの期間に形成されたものと考え、日本列島各地の水深 10 m 以浅の波食台の幅を計
測し、その幅を 5,000 年で除すことで海食崖の平均後退速度を求めている。

海食崖の平均後退速度がまとめられた図（貝塚，1998 の図 5.31）から、文献調査対象地区の波食
台を構成する火山岩と新第三紀層を対象に値の読み取りを行った。この読み取りに基づく海食崖の
平均後退速度は、火山岩で 2～8 cm/yr（n=6）、新第三紀層で 4～28 cm/yr（n=11）である。

一方、上野・山岸（2002）は、貝塚（1998）とほぼ同様の考え方により海食崖の平均後退速度を
算出しているが、(a) 現在みられる海食崖や浅海底が 6,000 年前以降に形成されたものとして海食
崖の後退速度を求めていること、(b) 岩盤崩壊のあった海食崖とその基部の海食台を対象としてい
ることが貝塚（1998）と異なる。上野・山岸（2002）に基づく、硬質な岩盤からなる海食崖の平
均後退速度は 3～10 cm/yr である。上野・山岸（2002）の測定事例の一つ、文献調査対象地区に近い
北海道積丹半島東岸の事例に限って平均後退速度を算出すると約 7 cm/yr（=400 m / 6,000 yr）にな
る。

3.2.4 マスムーブメント

文献調査対象地区の陸域は、地すべり地質区分図（山岸・伊藤，1993）の「1. 積丹・ニセコ・定山溪・オロフレ火山地域」の中に位置する（図 3.2-3 A）。この地域の特徴は、(a) 新第三紀の火山岩類を覆う更新世の陸上安山岩溶岩が広く分布すること、(b) 溶岩の下位が熱水変質作用や地熱変質による粘土化岩や礫層などからなり、いわゆるキャップロック構造をなしているため、大規模な地すべりが多いこと、である（山岸・伊藤，1993）。防災科学技術研究所の地すべり地形分布図（清水ほか，2010）からは、大天狗山（川白地すべり）、屏風山（古宇川地すべり）、当丸山付近において、比較的規模の大きい地すべりが密集して発達することが読み取ることができる。

文献調査対象地区を含む北海道南西部の日本海沿岸部では、1980 年代や 1990 年代に発生した岩盤崩壊が確認されている（例えば、山岸，1998；北海道日本海沿岸における大規模岩盤崩落検討委員会，2000；上野・山岸，2002）。北海道日本海沿岸における大規模岩盤崩落検討委員会（2000）の資料の読み取りから、神恵内村においても崩壊規模 100 m^3 以上の岩盤崩壊が 11 地点認められる（図 3.2-3 B）。

文献調査対象地区の周辺海域における海底地すべりの分布については、森木ほか（2017）と北海道電力（2013）に示されているものから把握することができる。海底地すべりのうち、積丹半島西岸の海岸線から 15 km 圏内に分布するものを図 3.2-4 に示す。これらの海底地すべりの面積は、森木ほか（2017）によれば、いずれも 10 km^2 以下である。大陸棚の外縁付近を直接削剥している海底地すべりについては、積丹半島北西岸の神威岬と沼前岬の前面海域において確認することができる。

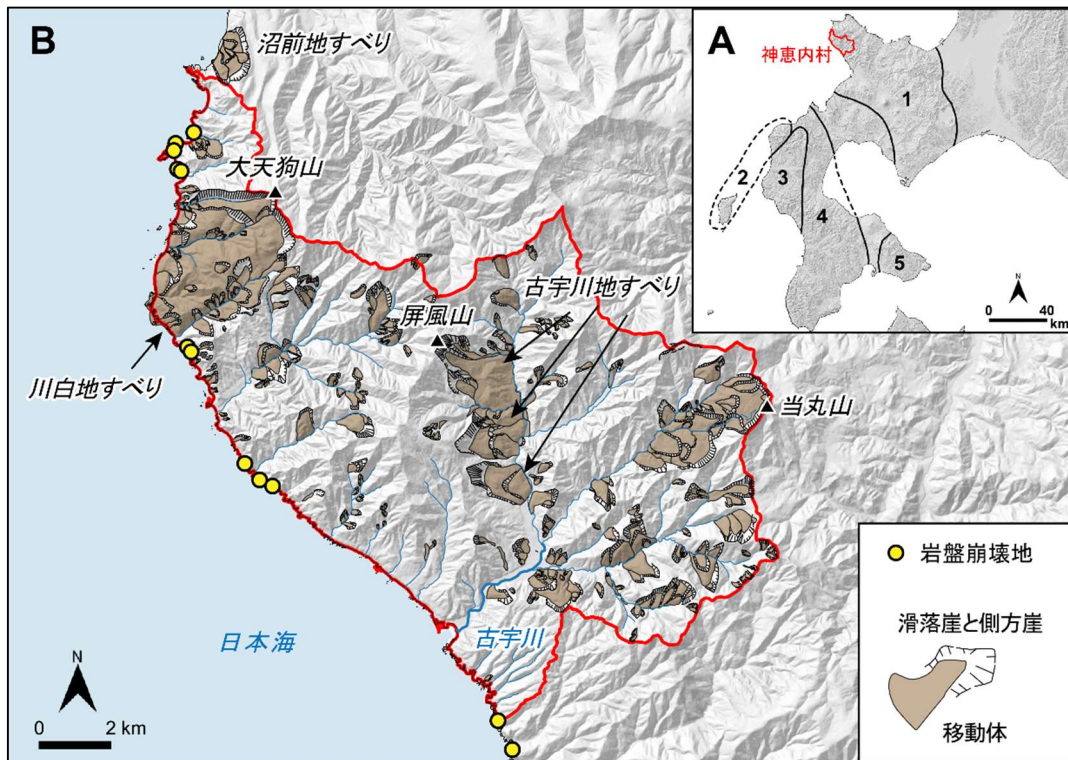


図 3.2-3 文献調査対象地区（陸域）におけるマスムーブメント地形分布

(A) 北海道南西部の地すべり地質区分図（山岸・伊藤，1993に基づき作成）。文献調査対象地区は，1～5の地すべり地質区のうち「1. 積丹・ニセコ・定山溪・オロフレ火山岩地域」に属する。(B) 地すべり地形分布図。地すべり地形 GIS データ（防災科学技術研究所「6440 岩内」のデータ（原図は清水ほか（2010））に基づき作成。岩盤崩壊地の分布については，北海道日本海沿岸における大規模岩盤崩落検討委員会（2000）に基づく。地すべりの名称については，山岸・石井（1979）に基づく。ベースマップとして地理院タイルの陰影起伏図を使用。海岸線は「国土数値情報（海岸線データ）」（国土交通省）に，河川は「国土数値情報（河川データ）」（国土交通省）に，神恵内村の行政界は「国土数値情報（行政区域データ）」（国土交通省）に基づく。

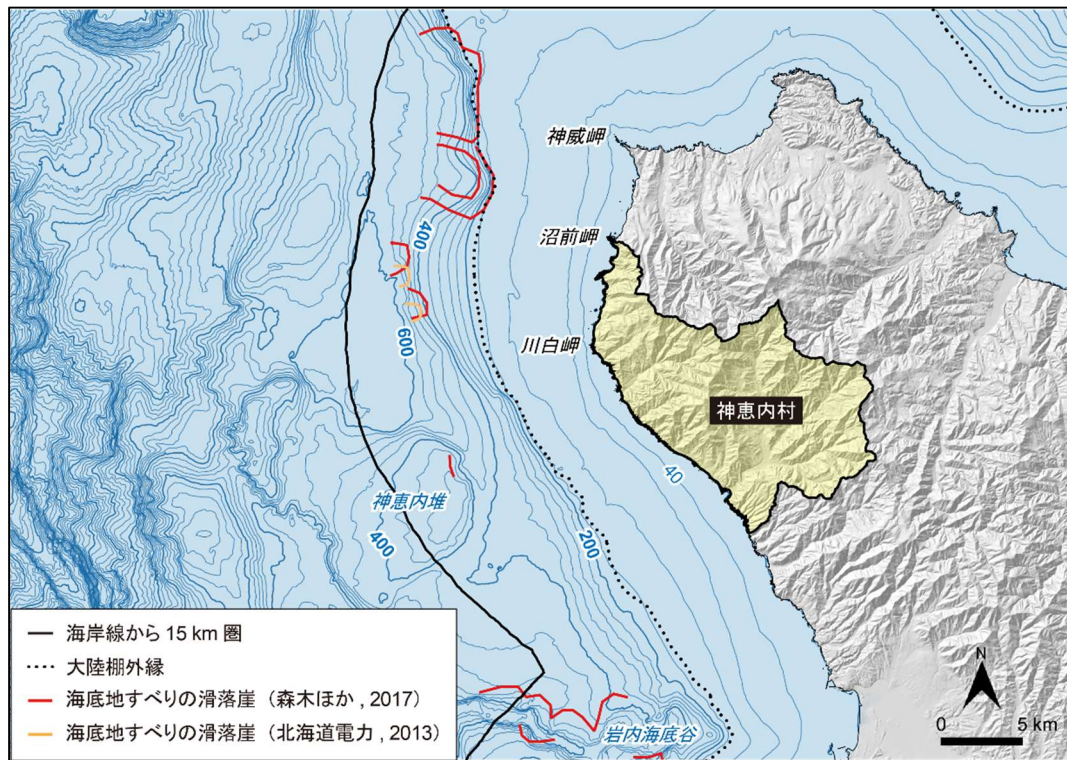


図 3.2-4 文献調査対象地区（海域）およびその周辺地域における海底地すべりの分布

北海道電力（2013）と森木ほか（2017）に示された海底地すべりの滑落崖のうち、海岸線から 15 km 圏内に分布するものを図示。等深線の主曲線の間隔は 40 m，計曲線の間隔は 200 m。地理院タイルの陰影起伏図を使用。海域の等深線図は、日本水路協会発行 M7000 シリーズを用いて作成（一財）日本水路協会承認第 2021006 号。海岸線は「国土数値情報（海岸線データ）」（国土交通省）に、神恵内村の行政界は「国土数値情報（行政区画データ）」（国土交通省）に基づく。

3.3 気候・海水準変動

文献調査対象地区およびその周辺地域の気候・海水準変動に関する文献情報を、2.2 に示した文献・データの収集・抽出の観点別にレビューし、まとめた。その結果を（a）気温・降水量の変化、（b）古環境の変化、（c）氷河性海水準変動に大別し、以下の各項において説明する。

3.3.1 気温・降水量の変化

文献調査対象地区およびその周辺地域において定量的に古気候を復元した文献・データを確認されなかった。その一方で、最終氷期寒冷期の年平均気温や年平均降水量を復元した文献・データには、例えば、日本列島を対象にした松末ほか（2000）や北海道北部を対象とした五十嵐ほか（2012）がある。

松末ほか（2000）は、現在の花粉化石群集と温かさの指数との関係式を求め、その関係式を最終氷期寒冷期の花粉化石群集データに適用することで日本列島における最終氷期寒冷期の年平均気温を算出している。それによると神恵内村が位置する緯度範囲（北緯 43.00°～43.99°）における最終氷期最寒冷期の年平均気温は -2.2℃であり、現在（松末ほか（2000）執筆時点）との差は -9.4℃である。

また、北海道東部が対象となるが、最終氷期以降の年平均降水量は、Heusser and Morley (1985) が

太平洋北西沖で取得した海底コア中の花粉分析に基づいて推定されている。それによると、最終氷期の約 8～2 万年前までの年平均降水量は～1,000 mm、氷河環境でなかった約 1 万～4,000 年前は >1,200 mm である（松末ほか、2000）。

五十嵐ほか（2012）は、北海道北部の剣淵盆地（北緯約 44°）において花粉分析に基づいて MIS 7 以降の植生変遷史を復元し、その花粉組成が似るサハリンの気象データとの比較に基づいて古気候を復元している。それによると、剣淵盆地での MIS 2 における年平均気温は－8～－9℃と、年平均降水量は現在（五十嵐ほか（2012）執筆時点）よりも 720～750 mm 程度少なかったと推定されている。

3.3.2 古環境の変化

最終氷期の北海道では、標高 750 m 以上の山地に連続永久凍土帯が広がり、その周辺の低地は不連続永久凍土帯であったと考えられている（小野，1990）。ただし、化石周氷河現象の分布を示した日本第四紀地図（日本第四紀学会編，1987）の文献調査対象地区周辺に、アイスウェッジカスト（永久凍土の存在を示す化石周氷河現象）の分布を確認することはできない。

最終氷期の北海道の植生景観と周氷河環境については、現在のタイガ帯南縁部に近かったと推定されている（小野，1990）。石狩低地帯から渡島半島にみられた最終氷期の植生景観は、グイマツを主とする亜寒帯針葉樹林であったと考えられている（小野・五十嵐，1991）。

3.3.3 氷河性海水準変動

文献調査対象地区およびその周辺地域では、MIS 9 に対比される可能性のある海成段丘面よりも 1 段高い海成段丘面が確認されている（3.1.3 参照）。この点を考慮に入れ、本調査では中期更新世以降のうち MIS 11 以降の氷河性海水準変動を対象とした。比較的最近の文献（Siddall et al., 2007 ; Spratt and Lisiecki, 2016 ; Creveling et al., 2017）に示された MIS 11 以降の主な高海面期の年代と海水準高度をまとめたものを表 3.3-1 に示す。

最終氷期最盛期（2.1 万年前）と完新世の高海面期（約 6,000 年前）における日本列島周辺の海水準高度については、Okuno et al. (2014) により氷河性地殻均衡（Glacial Isostatic Adjustment ; GIA）を考慮したものが示されている。Okuno et al. (2014) の読み取りに基づく最終氷期最盛期における文献調査対象地区の大陸棚付近の海水準は、－128～－132 m である。完新世の高海面期における海水準については、文献調査対象地区の海岸線付近に示された数値を Okuno et al. (2014) から読み取った。読み取った海水準は、その算出において用いられた氷床融解史モデルによって異なるが、1 m または－1 m である。

1

表 3.3-1 海洋酸素同位体ステージ (MIS) の年代と海水準高度

Siddall et al. (2007)			Spratt and Lisiecki (2016)			Creveling et al. (2017)		
MIS	年代 (万年前)	海水準 (現在比:m)	MIS	年代 (万年前)	海水準 (現在比:m)	MIS	年代 (万年前)	海水準 (現在比:m)
-	-	-	-	-	-	5a	8	-10.5±5.5
-	-	-	-	-	-	5c	10	-11.1±6.6
5e	11.6 to 13.2	0 to 6	5e	11.9 to 12.6	6 to 9 [※]	-	-	-
7a	19.0 to 20.1	-15 to -5	7a-c	19.7 to 21.4	-7	-	-	-
7c	21.2 to 22.0	-15 to -5				-	-	-
7e	23.0 to 23.5	-15 to -5	7e	23.6 to 25.5	-9	-	-	-
9c	31.8 to 32.4	-3 to 8	9	31.5 to 33.1	-1	-	-	-
11	39.8 to 41.0	-3 to 18	11	39.9 to 40.8	6 to 13 [※]	-	-	-

※氷河性地殻均衡 (Glacial Isostatic Adjustment, GIA) 補正がなされた値。MIS 5eはDutton et al. (2015), MIS 11はRaymo and Mitrovica (2012) の推定値。

2

3

第4章 文献・データの分析

4.1 隆起・沈降

4.1 では、4.1.1 と 4.1.2 において文献調査対象地区およびその周辺地域の現在の陸域における隆起・沈降の傾向および量・速度について、時間スケール別（ $10^0 \sim 10^2$ 年スケール、 10^5 年スケール）に推定した結果を述べる。これらの推定結果は、短い時間スケールのものから、それぞれ (a) 測地観測データ（電子基準点データ）の解析、(b) 地形判読による更新世の海成段丘面の認定・区分・編年に基づいた。続く 4.1.3 では、文献では情報を得ることのできなかった文献調査対象地区およびその周辺地域の現在の海域における $10^5 \sim 10^6$ 年スケールでの隆起・沈降の傾向について、大陸棚を構成する地層の累重様式に基づいて推定した結果を述べる。

なお、 $10^2 \sim 10^3$ 年スケールに関して、離水波食棚（ベンチ）を判読したが、これらの離水時期や離水要因、特に歴史地震との関係が不明であるため、隆起・沈降の傾向や量・速度についての情報を得ることはできなかった。また、3.1.4 で述べたように、海成層を用いた $10^5 \sim 10^6$ 年スケールでの隆起・沈降の傾向や量・速度については、野塚層がその検討候補の地層であるが、文献調査対象地区における野塚層の分布には不明な点が残し、その分布高度も文献により差がある。したがって、不確実性の観点から、野塚層を用いた内陸部における隆起・沈降の評価に至らなかった。

4.1.1 測地観測データに基づく隆起・沈降量

(1) 電子基準点データ

国土地理院の GNSS（Global Navigation Satellite System）連続観測システム（GEONET: GNSS Earth Observation Network System）の観測点は、文献調査対象地区およびその周辺地域では、積丹半島北東岸の積丹、積丹半島北岸の積丹 2、積丹半島南西岸の泊、岩内平野南西部の共和に設置されている（図 4.1-1）。ここでは、GEONET で公開されている GNSS 観測点データ（国土地理院：電子基準点データ提供サービス）を用いて、上記 4 点における上下変動量（隆起・沈降量）を示す。

観測データについては、2006 年 5 月 31 日～2021 年 5 月 31 日に取得された約 15 年間分のデータ（F5 解²）を使用した。得られた観測データから国土地理院により公開されている機器交換のタイミングで生じたオフセットを除去した。そして、北海道北東部の猿払観測点を固定局として、各観測点の 15 年間の変位量を求めた。得られた結果を図 4.1-1 に示す。

過去約 15 年間の変位量についてみると、積丹では約 1.8 cm、積丹 2 では約 2.1 cm、泊では約 4.5 cm、共和では約 4.9 cm の隆起を示した。このことから、過去 15 年間の変位量に基づく、積丹半島は、北岸～北東岸に比較して南西岸での隆起量が大きいといえる。

²これまでの解析ストラテジが開発から 10 年以上経過し、最新の GPS 衛星に対応していないことや、準拠する測地基準座標系が古くなるなどの課題を解決するために更新した解析ストラテジ。2021 年 4 月 1 日より運用を開始している（村松ほか、2021）。

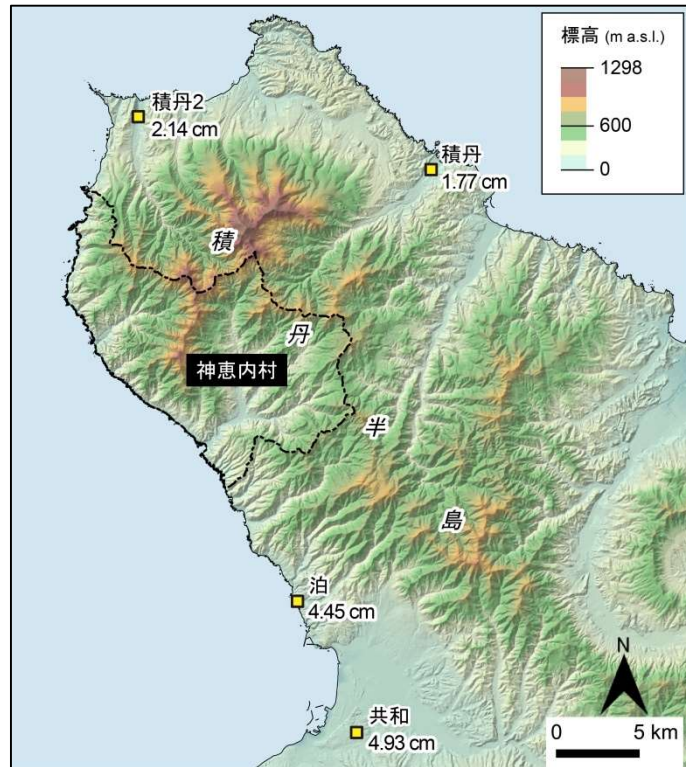


図 4.1-1 電子基準点データに基づく約 15 年間の上下変動量

黄色の四角は、国土地理院の GNSS 連続観測システムの観測点を示す。観測点横の文字は観測点名、数字は約 15 年間の上下変動量（隆起方向が＋，沈降方向が－）を示す。陰影段彩図には、地理院タイルの陰影起伏図に国土地理院数値標高データを用いて作成した高度段彩を重ねたものを使用。海岸線は「国土数値情報（海岸線データ）」（国土交通省）に、河川は「国土数値情報（河川データ）」（国土交通省）に、神恵内村の行政区界は「国土数値情報（行政区域データ）」（国土交通省）に基づく。

(2) 水準測量データ

文献調査対象地区が位置する積丹半島には、一等水準点が設置されていない。そのため、明治時代以降（1883 年以降）、国土地理院により行われている水準測量の結果に基づいて文献調査対象地区における隆起・沈降量を把握することはできない。

4.1.2 海成段丘に基づく隆起量・隆起速度

(1) 調査方法

文献調査対象地区を含む積丹半島の沿岸部を対象とした海成段丘面区分図を作成する。海成段丘面区分図の作成に当たっては、海成段丘面の判読漏れや誤判読の発生可能性を低減するため、海成段丘面だけでなく、河成面、火山麓扇状地面、小起伏面といった地形面、および崖錐・麓屑面・沖積錐といった山麓堆積地形、地すべり、扇状地、砂丘・沿岸州、波食棚・離水ベンチといった地形種も判読対象とした。これらの地形面、地形種の同定は、まず、縮尺約 40,000 分の 1（一部約 20,000 分の 1）の空中写真（1960～1970 年代に国土地理院撮影）の実体視判読に加え、地理院タイルの赤色立体地図にあらわれる地形のテクスチャーの違いに基づいて行った。基図には、国土地理院発行の 2 万 5 千分 1 地形図を用いた。次に、積丹半島では、その南西岸と北岸に限られるが、北海道庁水産林務部が公開している 1 m メッシュの DEM（Digital Elevation Model；数値標高モデル）ラスタ

データと CS 立体図³ラスタデータ（後志総合振興局産業振興部林務課 航空レーザーデータ（R01 後志山地災害重点地域総合対策））が利用できることから、これらのデータを用いて CS 立体図上に主曲線 2m、計曲線 10m の等高線を示した詳細地形図を作成した。そして、この詳細地形図を基図とした読図（地形判読）に基づき、より詳しく地形面の分布を確認した。地形面、地形種の判読基準については、添付資料 B に示す。

地形面の区分と対比については、地形面の分布高度の連続性、地形面の開析度合い、文献による地形面構成層やその被覆層の堆積年代に基づいて行った。沿岸部では特に、MIS 5e に対比されると考えられる海成段丘面との関係を軸にして地形面の新旧関係を判断した。

海成段丘面に基づく 10⁵ 年スケールの隆起量・隆起速度の算出においては、(a) 海成段丘面の分布高度、(b) 間氷期の海水準と時代、に関するデータが必要である。(a) のデータには、作成した海成段丘面区分図から読み取った旧汀線アングルの高度と、既存文献・データに示された旧汀線アングル高度、段丘堆積物上面高度（3.1.3 参照）を用いた。積丹半島における旧汀線アングルの高度の読み取り値に関しては、その大半が上述の 1 m メッシュの DEM に基づいている。国土地理院（2006）に基づく、その高さ方向の精度（標準偏差）は、2m を超えないものと考えられる。(b) のデータについては、比較的最近の知見である Siddall et al. (2007), Sparatt and Lisiecki (2016), Creveling et al. (2017) に示されたものを用いた（表 3.3-1 と 3.3.3 参照）。これらのデータを用いて、隆起量については、海成段丘面の分布高度からその海成段丘面に対比される間氷期の海水準を差し引くことで、隆起速度については、隆起量を間氷期の時代で除すことで算出した。

(2) 海成段丘面の分布と特徴

海成段丘面区分図、海成段丘面の投影断面図、地形断面図をそれぞれ図 4.1-2、図 4.1-3、図 4.1-4 に示す。海成段丘面の発達には、文献でも示されているように（3.1.3 参照）、明らかな地域差が認められる。海成段丘面の発達が良いのは、南西岸の特に堀株から照岸までの区間である。この区間では、ひな段状に複数の海成段丘面が発達し（図 4.1-4；A 断面、B 断面）、それらの連続性も良い。南西岸の照岸以北では、断片的にはなるが、神恵内付近まで海成段丘面の発達が認められる。北西岸から北東岸にかけての区間では、北岸の余別周辺と積丹岬周辺において海成段丘面の発達が認められるが北西岸と北東岸では、海成段丘面の発達が認められない。

積丹半島の南西岸および北岸に分布する海成段丘面は 4 面に区分でき、本調査では高位のものから順に Hm1、Hm2、Hm3、Mm1 面と呼ぶ。これらの海成段丘面の旧汀線アングルの平面分布は、概ね現在の海岸線に沿った形状を示す。以下に各面の分布と特徴について図 4.1-2、図 4.1-3、図 4.1-4 に基づいて述べる。

Hm1 面の分布は、積丹半島南西岸の茶津から照岸にかけて連続的に認められ、それ以外では神恵内周辺に認められる。本調査による旧汀線アングルの高度は、85～100 m である。開析が進んでいるためか、段丘面の幅は狭く、後面の斜面と遷緩線で境される細長い平滑な尾根として判読される。

Hm2 面の分布は、積丹半島南西岸の茶津から照岸にかけて連続的に認められ、それ以外では盃周辺に認められる。本調査による旧汀線アングルの高度は、64～72 m である。Hm1 面と同様に、後面の斜面と遷緩線で境される細長い平滑な尾根として認められるものもあるが、Hm1 面と異なり、横断方向（海岸線に沿った方向）に段丘面が保存されたものも認められる。

³地形判読を容易にすることを目的として開発された DEM を用いた立体図法。標高値から曲率 (Curvature) と傾斜 (Slope) を計算し、異なる色調で彩色し重ねて透過処理することで作製される (戸田, 2014)。

Hm3 面の分布は、積丹半島南西岸の堀株から泊漁港にかけて連続的に認められる。Hm2 面よりも分布範囲が狭い。本調査による旧汀線アングルの高度は、44～56 m である。段丘面の特徴は、Hm2 面と似るが、段丘面の保存度合いは Hm2 面よりも良い。

Mm1 面は、積丹半島において最も発達の良い海成段丘面であり、その分布は、南西岸では、茶津から照岸の区間と神恵内周辺において、北岸では、余別周辺と積丹岬周辺において認められる。本調査による旧汀線アングルの高度は、23～41 m である。全体的に段丘面の開析は進んでおらず、横断方向における段丘面の保存が良い。神恵内周辺と余別周辺に分布する Mm1 面は山麓堆積地形に覆われている。特に神恵内周辺から大森川河口までの区間では、崖頂部の標高が 30～80 m の海食崖に切られた山麓堆積地形の発達が良く（図 4.1-4；断面 C，断面 D），それらが Mm1 面と共に海岸線に沿って連続的に認められる。この区間に発達する山麓堆積地形のうち、崖頂部の標高が 40～45 m の海食崖に切られたものの地下には、ボーリング調査により海成段丘堆積物（その上面高度は 26 m）が存在することが確認されている（Amano et al., 2018）。

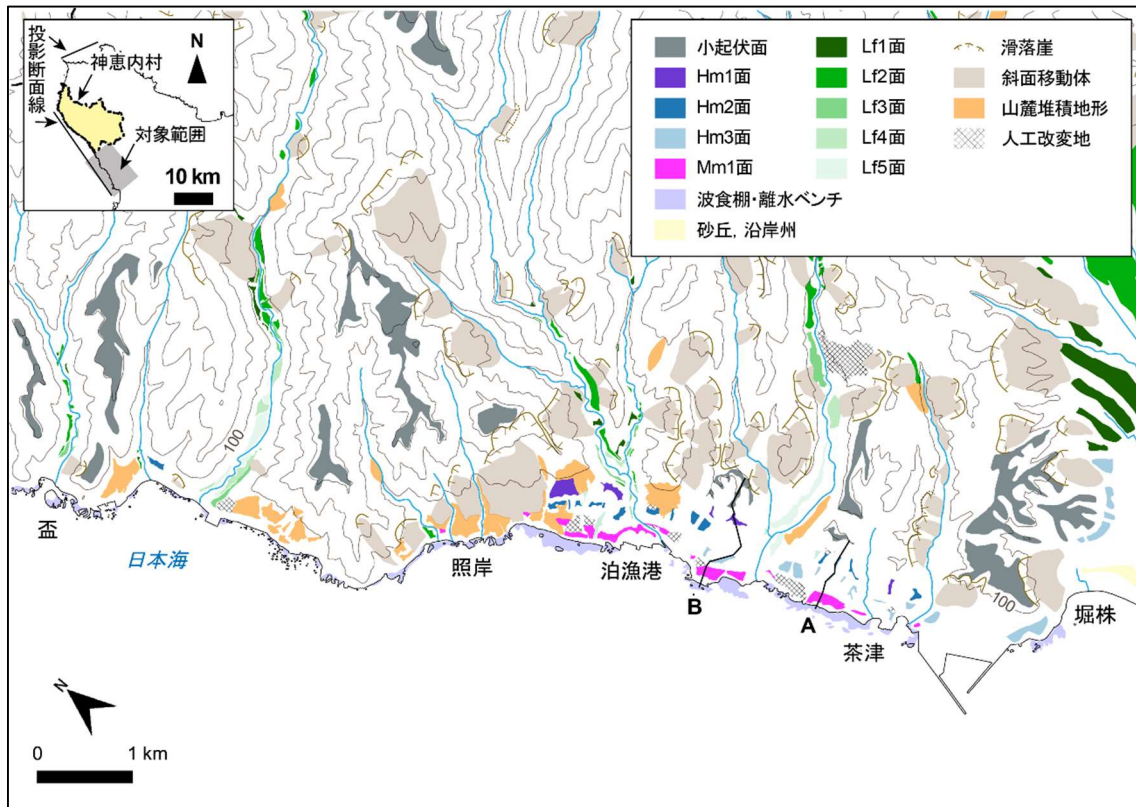


図 4.1-2 積丹半島南西岸と北岸の海成段丘面区分図 (1/3)

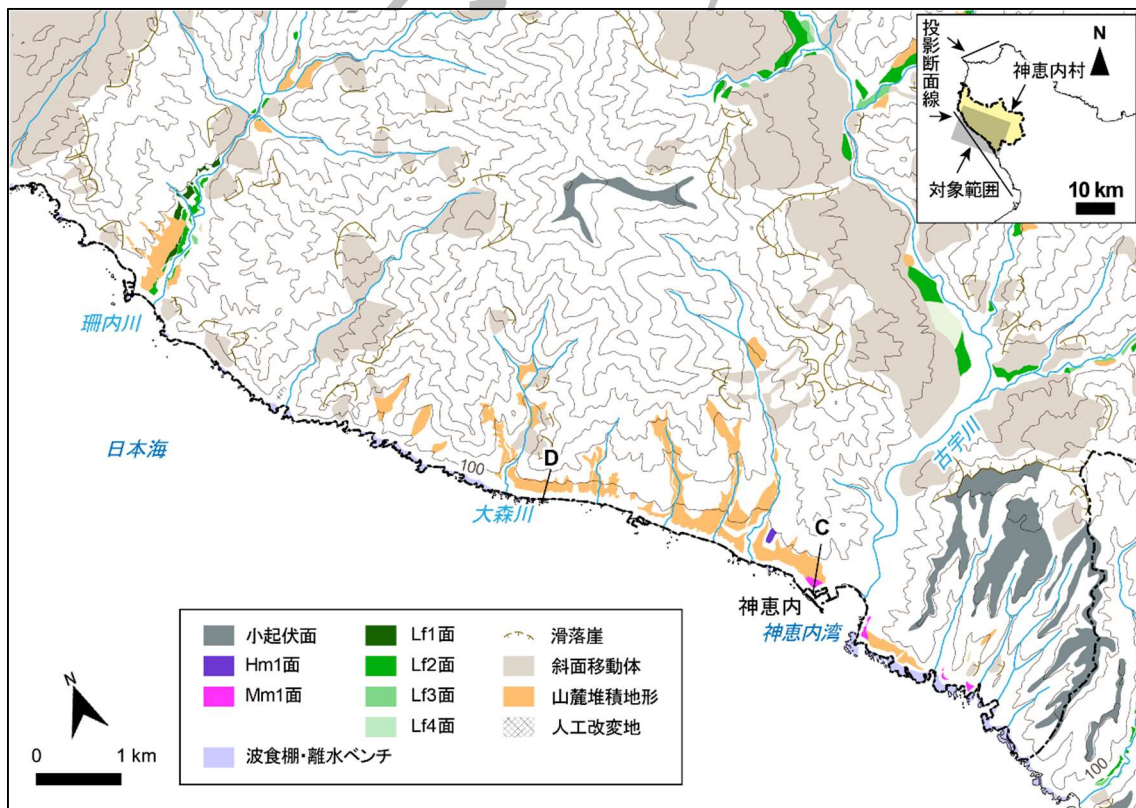


図 4.1-2 積丹半島南西岸と北岸の海成段丘面区分図 (2/3)

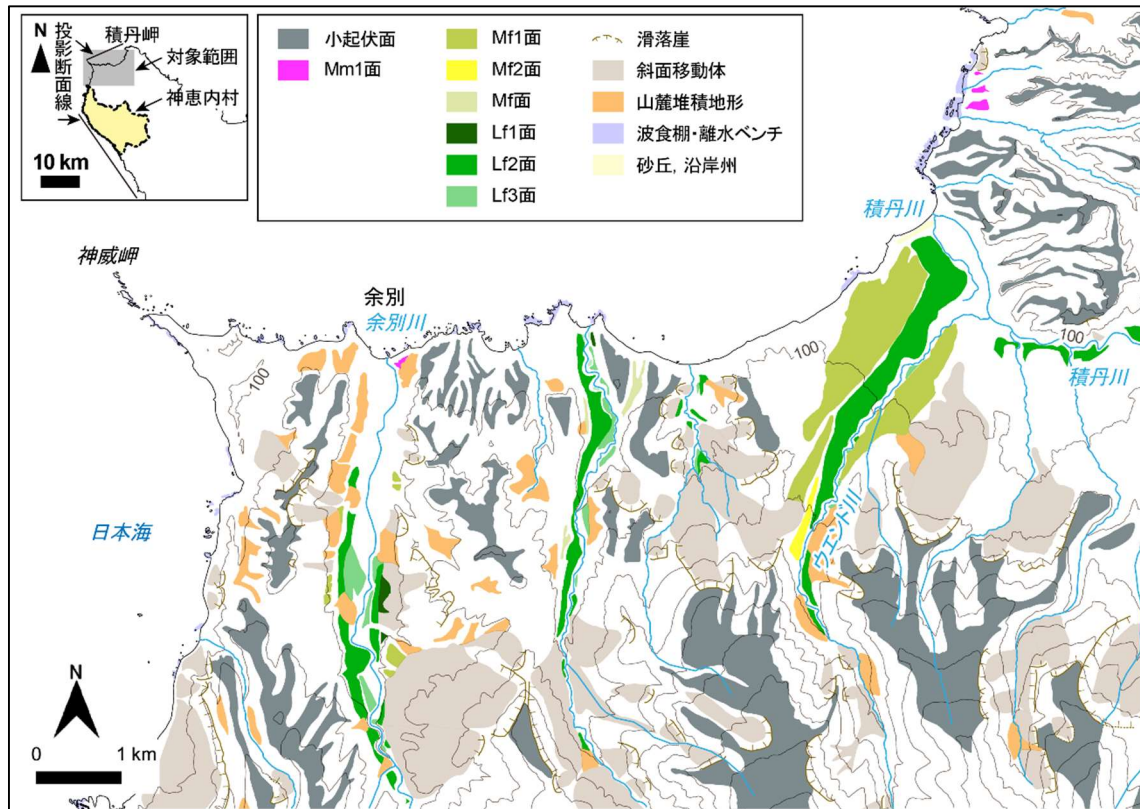


図 4.1-2 積丹半島南西岸と北岸の海成段丘面区分図 (3/3)

海成段丘面 (Hm1~3 面, Mm1 面) の説明については本文参照。河成段丘面は Mf1~Lf5 面として図示。測線 A, B, C, D の地形断面図については図 4.1-4 に、海成段丘高度の投影断面図については図 4.1-3 にそれぞれ示す。等高線 (国土地理院数値標高データを用いて作成) は 100 m 間隔。海岸線は「国土数値情報 (海岸線データ)」 (国土交通省) に、河川は「国土数値情報 (河川データ)」 (国土交通省) に、神恵内村の市行政界は「国土数値情報 (行政区域データ)」 (国土交通省) に基づく。

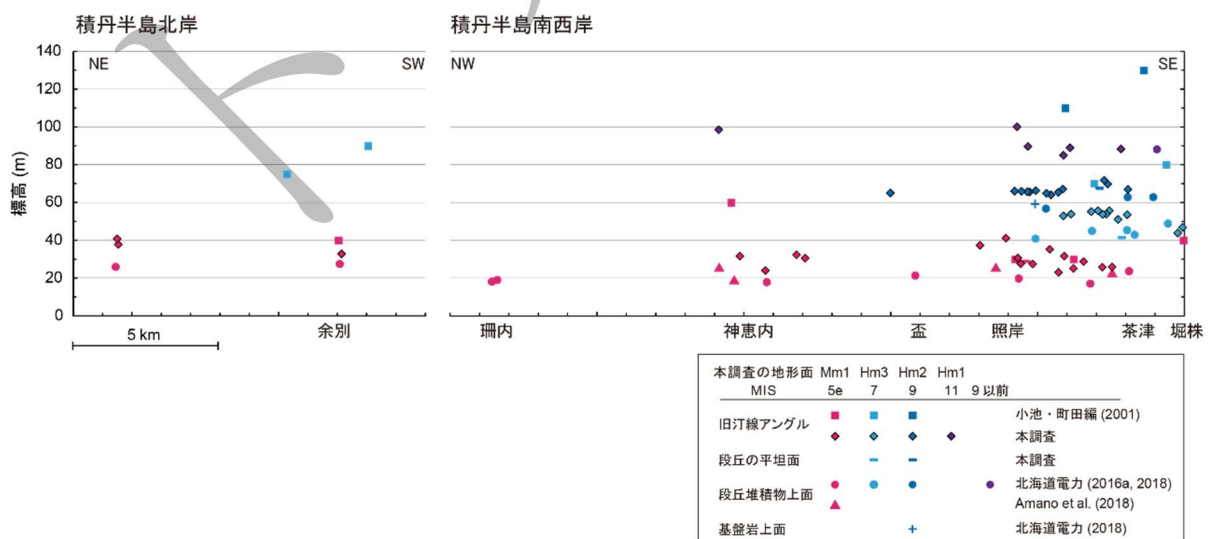


図 4.1-3 積丹半島北岸および南西岸における海成段丘の高度分布 (投影断面図)

投影断面線的位置については、図 4.1-2 を参照。本調査の海成段丘面と MIS の対比は 4.1.2 (3) 参照。

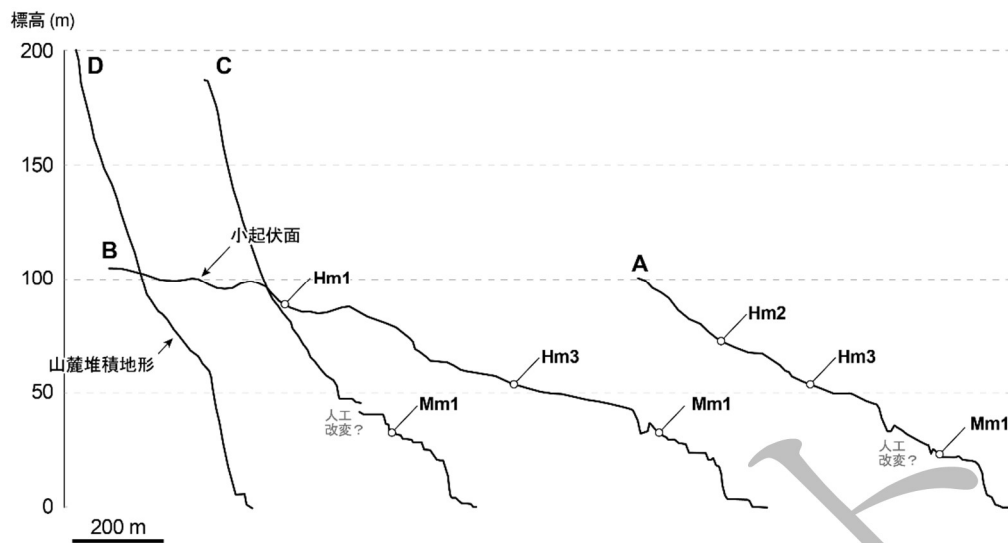


図 4.1-4 海岸部の地形断面

地形断面の位置については、図 4.1-2 を参照。

(3) 海成段丘面の対比と編年

本調査による海成段丘面区分と文献との対比や編年について図 4.1-5 に示す。図 4.1-5 には、積丹半島を対象とした文献だけでなく、3.1.2 で取り上げた岩内平野を対象とした文献も含めて示した。以下に、積丹半島に分布する海成段丘面群と MIS との対比について述べる。

Mm1 面は、段丘面の広がりや保存度合いに基づく、積丹半島において最も発達の良い海成段丘面である。この海成段丘面と分布範囲が重なるのは、MIS 5e に対比された mT5e 面（小池・町田編，2001）、Mm1 段丘面（北海道電力，2016a，2018；Amano et al., 2018）である。これらの段丘堆積物上位に洞爺火山灰の降灰層準に相当する箇所が確認されている（北海道電力，2015a；Amano et al., 2018）。したがって、本調査では、Mm1 面の形成期を MIS 5e に対比した。

MIS 5e に対比される海成段丘面は、小池・町田編（2001）に基づく、積丹半島南西岸と北岸だけでなく、北東岸の古平付近にも分布が認められる。しかし、北東岸の古平付近で MIS 5e の海成段丘面と判読された地形については、防災科学技術研究所の地すべり地形分布図（清水ほか，2010）では地すべり地形と判読されており、本調査でもこの見解と同じく、地すべり・崩壊による堆積地形として判読した。

Hm3 面については、その分布範囲が、MIS 7 に対比された Hm3 段丘面（北海道電力，2016a，2018）とほぼ重なる。Hm3 段丘面の段丘堆積物の堆積年代は、北海道電力（2019）が実施した光ルミネセンス年代測定に基づく 238 ± 39 ka である。このことから、本調査では、Hm3 面の形成期を、MIS 7 のうち、MIS 7e（約 240 ka）に対比した。

Hm3 面より高位に位置する Hm2 面、Hm1 面については、地形層序に基づき、それぞれ MIS 9、MIS 11 に対比した。本調査では、この対比の妥当性を裏付ける、言い換えれば MIS 7 以前の海成段丘面の形成時期を直接制約する年代指標や年代測定結果に関する情報を確認することはできなかった。Hm2 面の分布範囲は、MIS 9 に対比された Hm2 段丘面（北海道電力，2016a，2018）とほぼ重なる。また、Hm1 面の旧汀線アングル高度（標高 85～100 m）は、Hm2 段丘面よりも高位に分布する Hm1 段丘面において報告されている段丘堆積物上面高度（標高約 88 m；北海道電力，2018）と

も矛盾しない。

MIS 7 と MIS 9 に対比される海成段丘面の分布範囲については、本調査と北海道電力（2016a, 2018）が示したものと、小池・町田編（2001）が示したものとで異なる。例えば、MIS 7 に対比される海成段丘面について、本調査と北海道電力（2016a, 2018）は、南西岸における分布しか認めていないが、小池・町田編（2001）は、南西岸に加えて北岸の余別周辺においても分布を示している。また、MIS 7 と MIS 9 の旧汀線アングル高度について、本調査では、それぞれ標高 44～56 m、標高 64～72 m と報告したが、小池・町田編（2001）からの読み取りでは、それぞれ標高 70～90 m、標高 110～130 m となる。この MIS 9 の旧汀線アングル高度に至っては、本調査において MIS 11 の旧汀線アングル高度として報告した標高 85～100 m よりも数十 m 高い。こうした違いは、MIS 5e よりも高位に位置する海成段丘面の認定の違い（判読結果の違い）に起因するものと考えられる。具体的には、小池・町田編（2001）が北岸の余別周辺において判読した MIS 7 の海成段丘面を、本調査では海食崖にその末端部を切られる山麓堆積地形または高位の河成段丘面として判読した。

地形判読結果の妥当性について、地形構成物質に関する情報がない限り、判断することは難しい。しかし、投影断面図（図 4.1-3）に示される旧汀線アングル高度と段丘堆積物上面高度との対応関係をみると、少なくとも南西岸では、本調査と北海道電力（2016a, 2018）による海成段丘面の認定・区分に基づいた方が、Hm1, Hm2, Hm3, Mm1 面における 2 つの指標の高度分布を統一的に説明できるようにみえる。

地質時代		MIS	年代 (ka)	海成段丘面			
				岩内平野	積丹半島		
				小野・斉藤 (2019)	小池・町田編 (2001)	北海道電力 (2015a)	本調査
第四紀	完新世	1					
		2	20				
		3	50				
		4					
		5a	80				
	後期	5b					
		5c	100				
		5d					
	更新世	5e	120	岩内台地面、共和Ⅲ面 (Mm1)	mT5e	Mm1段丘面	Mm1面
		6					
		7	240	共和Ⅱ面 (Hm3)	mT7	Hm3段丘面 ●	Hm3面
		8					
		9	320	共和Ⅰ面 (Hm2)	mT9	Hm2段丘面	Hm2面
		10					
		11	400			Hm1段丘面 H0段丘面群	Hm1面

図 4.1-5 文献調査対象地区とその周辺地域の海成段丘面の対比・編年

●：北海道電力（2019）による光ルミネッセンス年代，238 ± 39 ka。

1 (4) 地殻変動様式の推定

2 旧汀線アングルの高度分布に基づいて、積丹半島における 10^5 年スケールでの地殻変動の様式を
3 推定する。ここで注意すべきは、旧汀線アングル高度は、被覆層の厚さの影響を受けることである。
4 図 4.1-3 に示した旧汀線アングル高度と段丘堆積物上面高度との比較に基づく、その影響は、数
5 m~20m 程度であると考えられる。つまり、海成段丘面の旧汀線アングル高度の読み取りにおいて
6 は、数 m~20m 程度の誤差が含まれている可能性がある。

7 そのため、本調査では、比較的狭い範囲（目安として投影断面図上の水平距離で 1~2 km）にお
8 ける数 m~20m 程度の高度分布のばらつきがある場合には、海成段丘面の被覆層の厚さに影響を受
9 けたものであると解釈する。

10 積丹半島の南西岸と北岸に分布する Mm1 面の旧汀線アングル高度は、標高 23~41 m であり、そ
11 の高度分布において高さ 20 m 程度の高度幅をもつ。Mm1 面の旧汀線アングル高度の高度変化が目
12 立つのは、南西岸の南東部であり、その高度分布は、茶津から北西方向に徐々に高くなったものが
13 神恵内に向けて低くなるといった、「上に凸の形状」をとるようにみえる。しかし、3.1.3 でも述べ
14 たように、Mm1 面の段丘堆積物上面高度については、積丹半島南西岸から北岸にかけての範囲にお
15 いて、ほぼ一様な高度分布を示す。

16 さらに積丹半島の南西岸に限られるが、Hm1, Hm2, Hm3 面の旧汀線アングル高度と段丘堆積物
17 上面高度は、それぞれほぼ一様な高度分布を示す。それらの高度分布には、Mm1 面の旧汀線アング
18 ル高度の分布にみられた「上に凸の形状」は認められない。そのため、本調査では、積丹半島の南
19 西岸において認められた Mm1 面の旧汀線アングル高度の高度変化は、海成段丘面の被覆層の厚さ
20 に影響を受けた可能性があり、地殻変動に起因したものではないと解釈した。

21 以上より、積丹半島南西岸および北岸では、少なくとも Mm1 面の形成以降、ほぼ一様に隆起し
22 ていると考えられ、南西岸の南東部に限れば、その期間は、Hm1 面の形成以降にまで遡ることがで
23 きると考えられる。

24 一方で、積丹半島の北西岸と北東岸では、本調査において海成段丘面の発達を認めることはでき
25 なかった。そのため、積丹半島の沿岸部全体の 10^5 年スケールでの地殻変動様式やその地域差につ
26 いて、旧汀線アングルの高度分布に基づいて推定することはできなかった。

28 (5) 隆起量・隆起速度の推定

29 10^5 年スケールでの隆起量・隆起速度を、旧汀線アングル高度と北海道電力 (2016a, 2018) と Amano
30 et al. (2018) が示した段丘堆積物上面高度 (3.1.3 参照) に基づき算出する。対象としたのは、海成段
31 丘面の分布を確認できた積丹半島の南西岸と北岸である。隆起速度は、隆起量の最小値を MIS の年
32 代の最大値で、隆起量の最大値を MIS の年代の最小値で、それぞれ除すことで、最小値と最大値で
33 示している。

34 10^5 年スケールでの隆起量・隆起速度とその算出に用いたパラメータを表 4.1-1 に、地殻変動の一
35 様継続性評価のために、隆起量を時間軸上に示したグラフを図 4.1-6 にそれぞれ示す。

36 まず、積丹半島の北岸と南西岸に分布する MIS 5e の海成段丘面の段丘堆積物上面高度から隆起
37 量および隆起速度を推定する。MIS 5e の海水準・年代について、Siddall et al. (2007) に基づいた場
38 合、隆起量は 11.2~25.7 m、隆起速度は約 0.08~0.22 mm/yr となり、Spratt and Lisiecki (2016) に基づ
39 いた場合、隆起量は 8.2~19.7 m、隆起速度は約 0.07~0.17 mm/yr となる。したがって、積丹半島の
40 北岸と南西岸における過去 10 万年程度の隆起量および隆起速度は、約 8~26 m および 0.1~0.2

mm/yr 程度であると推定される。

次に積丹半島の南西岸に限られるが、Hm1 面形成以降（MIS 11 以降）の地殻変動の一様継続性について評価する。旧汀線アングル高度から推定される隆起量は、パラメータとして用いた間氷期の海水準・年代に拠らず、MIS 11 以降、約 0.2～0.3 mm/yr で等速隆起してきたことを示唆する。段丘堆積物上面高度から推定される隆起量は、間氷期の海水準・年代を Siddall et al. (2007) に基づいた場合、MIS 11 以降、概ね 0.2 mm/yr (0.15～0.28 mm/yr)、Spratt and Lisiecki (2016) に基づいた場合に算出される隆起量も、MIS 11 以降、概ね 0.2 mm/yr (0.17～0.25 mm/yr) でおよそ等速隆起してきたことをあらわす。以上より、積丹半島の南西岸では、Hm1 面形成以降、およそ一定速度で隆起してきたと考えられる。

表 4.1-1 海成段丘面の分布高度に基づく隆起量・隆起速度（海水準：Siddall et al., 2007）

地域	海成段丘	MIS	年代 (ka) [※]	隆起指標	隆起指標の標高 (m)	ユースタティッ クな海面高度(m) [※]	隆起量 (m)	隆起速度 (mm/yr)
積丹半島南西岸	Mm1	5e	116 ～ 132	旧汀線アングル	23 ～ 41	0 ～ 6	17.0 ～ 41.0	0.13 ～ 0.35
"	Hm3	7e	230 ～ 235	"	44 ～ 56	-15 ～ -5	49.0 ～ 71.0	0.21 ～ 0.31
"	Hm2	9c	318 ～ 324	"	64 ～ 72	-3 ～ 8	56.0 ～ 75.0	0.17 ～ 0.24
"	Hm1	11	398 ～ 410	"	85 ～ 100	-3 ～ 18	67.0 ～ 103.0	0.16 ～ 0.26
"	Mm1	5e	116 ～ 132	段丘堆積物上面	17.2 ～ 25.7	0 ～ 6	11.2 ～ 25.7	0.08 ～ 0.22
"	Hm3	7e	230 ～ 235	"	41.0 ～ 49.0	-15 ～ -5	46.0 ～ 64.0	0.20 ～ 0.28
"	Hm2	9c	318 ～ 324	"	56.9 ～ 63.0	-3 ～ 8	48.9 ～ 66.0	0.15 ～ 0.21
"	Hm1	11	398 ～ 410	"	88.3 ～ 88.3	-3 ～ 18	70.3 ～ 91.3	0.17 ～ 0.23

※MISの年代と海水準についてはSiddall et al.(2007) に基づく。

表 4.1-2 海成段丘面の分布高度に基づく隆起量・隆起速度（海水準：Spratt and Lisiecki., 2016）

地域	海成段丘	MIS	年代 (ka) [※]	隆起指標	隆起指標の標高 (m)	ユースタティッ クな海面高度(m) [※]	隆起量 (m)	隆起速度 (mm/yr)
積丹半島南西岸	Mm1	5e	119 ～ 126	旧汀線アングル	23 ～ 41	6 ～ 9	14.0 ～ 35.0	0.11 ～ 0.29
"	Hm3	7e	236 ～ 255	"	44 ～ 56	-9 ～ -9	53.0 ～ 65.0	0.21 ～ 0.28
"	Hm2	9c	315 ～ 331	"	64 ～ 72	-1 ～ -1	65.0 ～ 73.0	0.20 ～ 0.23
"	Hm1	11	399 ～ 408	"	85 ～ 100	6 ～ 13	72.0 ～ 94.0	0.18 ～ 0.24
"	Mm1	5e	119 ～ 126	段丘堆積物上面	17.2 ～ 25.7	6 ～ 9	8.2 ～ 19.7	0.07 ～ 0.17
"	Hm3	7e	236 ～ 255	"	41.0 ～ 49.0	-9 ～ -9	50.0 ～ 58.0	0.20 ～ 0.25
"	Hm2	9c	315 ～ 331	"	56.9 ～ 63.0	-1 ～ -1	57.9 ～ 64.0	0.17 ～ 0.20
"	Hm1	11	399 ～ 408	"	88.3 ～ 88.3	6 ～ 13	75.3 ～ 82.3	0.18 ～ 0.21

※MISの年代と海水準についてはSpratt and Lisiecki (2016) に基づく。

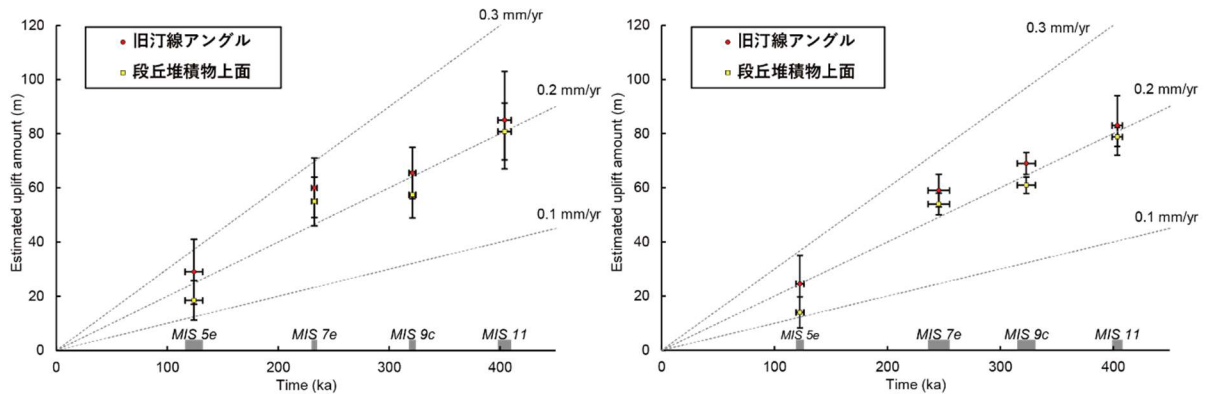


図 4.1-6 海成段丘面の分布高度に基づく隆起量・隆起速度

表 4.1-1 および表 4.1-2 を図化。MIS の時代と海水準について、左は Siddall et al. (2007) に、右は Spratt and Lisiecki (2016) に基づく (表 3.3-1 参照)。本図、表 4.1-1 および表 4.1-2 は、Matsu'ura et al. (2019) を参照して作成。

4.1.3 大陸棚における地殻変動の傾向

4.1.3 では、まず、大陸棚を構成する地層の累重様式から地殻変動の傾向を推定するために必要となる地層の累重様式と地殻変動との関係について説明する。そして、その関係に基づいた考え方を文献調査対象地区とその周辺地域の大陸棚における既存音波探査記録の地質解釈断面に適用するとともに、海岸部における隆起・沈降の傾向 (3.1.3, 4.1.2 を参照) も踏まえ、大陸棚における $10^5 \sim 10^6$ 年スケールでの地殻変動の傾向について推定する。

(1) 地層の累重様式と地殻変動との関係

地層の累重様式に基づいて大陸棚の地殻変動を推定・モデル化した文献には、岡村 (1990)、Choi et al. (2019)、佐藤 (2022) がある。本調査では、これらの文献に示されたモデルを参考にして、大陸棚における地層の累重様式と地殻変動、具体的には、隆起、安定、沈降、傾動の 4 タイプの地殻変動との関係について、図 4.1-7 にまとめた。

図 4.1-7 には、佐藤 (2022) に示された整理方法に倣い、沖側に前進 (成長) できる陸棚斜面 (堆積性陸棚) と、沖側に前進できない陸棚斜面 (構造的陸棚) に分けて模式化した地層の累重様式を示している。大陸棚を構成する地層の単位は氷期-間氷期サイクル、つまり約 10 万年ごとの堆積層 (堆積シーケンス) であり、現成の海底堆積物がそれらを覆う。地殻変動の傾向を判別するうえで注目すべきは、現成の海底堆積物ではなく、その下に発達する堆積層の累重様式である。以下に、大陸棚における地層の累重様式と地殻変動との関係について詳述する。

前進可能な大陸棚が隆起している場合 (図 4.1-7 A①), (a) 堆積空間が海側に向かうこと, (b) 隆起に伴い古い堆積層の上部が次の氷期の最低位海水準期に陸化することで侵食される (失われる) と考えられることから、堆積層は、沖側に付加していくものと考えられる。これに対して、前進できない大陸棚が隆起している場合 (図 4.1-7 A②), ちょうど前進可能な大陸棚の陸側, S3 層の断面に示されるように、新たな堆積層は大陸棚上に保存されないものと考えられる。

前進可能な大陸棚において隆起・沈降が生じていない (安定している) 場合 (図 4.1-7 A③) は、氷期-間氷期サイクルごとに、新しい堆積層が古い堆積層を覆いながら沖側に前進していくものと考えられる。この時、大陸棚外縁の水深は、氷期-間氷期サイクルを経ても変化しないため、各堆

1 積層に認められる大陸棚外縁を示す遷急点は、一定の水深に位置するものと考えられる。

2 その一方で、前進できない大陸棚（図 4.1-7A④）では、氷期―間氷期サイクルごとに堆積層は陸
3 化に伴い侵食されるため（失われるため）、前進できない大陸棚が隆起している場合と同様に、大陸
4 棚上に新たな堆積層が保存されることはないと考えられる。このことは、前進できない大陸棚では、
5 地層の累重様式に基づいて、隆起しているか、安定しているかを判別することはできないことを意
6 味する。

7 沈降が生じている大陸棚（図 4.1-7A⑤⑥）では、前進できる場合も前進できない場合も、沈降に
8 伴って堆積空間が生じることから、堆積層は上方に累重していくものと考えられる。そのため、前
9 進できる大陸棚の場合、大陸棚外縁を示す遷急点は古い堆積層のものほど深い水深に保存されてい
10 くものと考えられる。また、沈降している大陸棚では、陸棚斜面が前進するだけでなく、陸棚斜面
11 が後退するように、古い堆積層の上に新しい堆積層が累重するケースも確認されている（例えば、
12 岡村，1990；図 4.1-7 B）。

13 傾動が生じている大陸棚については、前進できる大陸棚の事例のみを挙げる。大陸棚外縁付近が
14 沈降し陸側が隆起するような傾動が生じている場合（図 4.1-7 C）、大陸棚の外縁付近では、沈降し
15 ている大陸棚にみられるように堆積層の上方への累重が生じると考えられる。したがって、大陸棚
16 外縁を示す遷急点は、古い堆積層のものほど深い水深に認められるものと考えられる。一方で、大
17 陸棚の陸側においては、傾動に伴う隆起により氷期の低海水準期には侵食場になることから、古い
18 堆積層から新しい堆積層まで等しく侵食を受けるものと考えられる。

19 以上は、各氷期―間氷期サイクルに対応した堆積層（堆積シーケンス）の累重様式に基づいたモ
20 デルであるが、本調査で利用する海域の地質解釈断面上に示された地層は、堆積シーケンスの考え
21 に基づいて区分されたものではない。しかし、基本的な大陸棚の地下構造は、氷期―間氷期サイク
22 ルごとの堆積シーケンスが侵食面を挟んで重なり、最表層を現成の泥質堆積物が覆うとされる（例
23 えば、佐藤，2022）ことを考慮すると、不整合面に着目する一般的な地層区分においても、そのよ
24 うな侵食面（堆積シーケンスの境界；例えば、図 4.1-7 の S1 と S2 の境界）を認識して地層境界に
25 しているものと考えられる。つまり、不整合面に着目して区分された大陸棚の地層（特に更新統）
26 は、堆積シーケンスに近いものであると考えられる。そのため、本調査では、大陸棚における地質
27 解釈断面上に示された地層が堆積シーケンスではなくとも、上述のモデル（図 4.1-7）を当てはめて、
28 その累重様式から地殻変動の傾向を推定した。

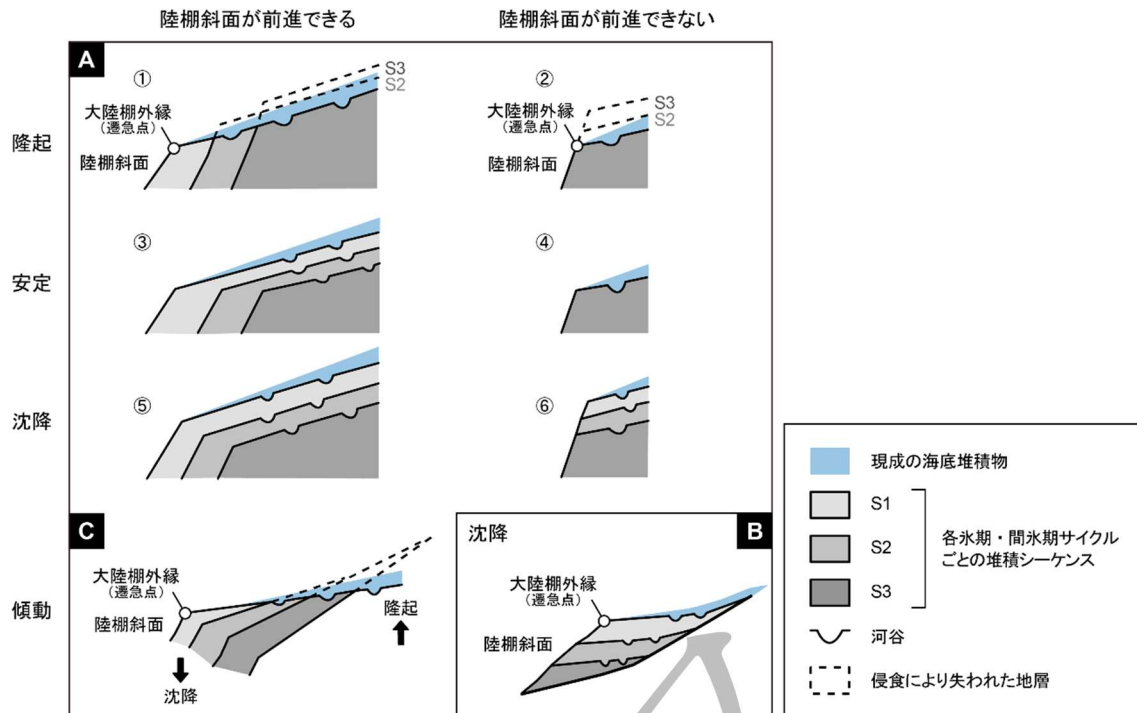


図 4.1-7 大陸棚における地層の累重様式と地殻変動との関係

Aについては佐藤（2022）を、Bについては岡村（1990）を、CについてはChoi et al. (2019) を参考に作成。
分類モデルについては、佐藤（2022）を参照し、その分類モデルに新たにBとCを組み入れた。各パターンの説明については、本文を参照。

(2) 推定方法

本調査では、大陸棚を構成する地層の累重様式を把握するために、まず、海上音波探査記録から数百 m 深に及ぶ地質解釈断面が作成されている測線のうち、主として大陸棚外縁に対して直交する方向に延びる測線を選択した。選択した測線および地質解釈断面は、海上保安庁水路部（1979）と北海道電力（2015a）によるものである。図 4.1-8 にそれらの測線位置図を示す。

次に、選択した測線の地質解釈断面から大陸棚付近の地質解釈断面を切り出し、向きと縦横比を統一したうえでそれらをトレースした。地質層序については、北海道電力（2016b）が、海上保安庁水路部（1979）による地質層序区分を踏まえて整理したものに従った。作成した地質解釈断面図のうち、代表的なものを図 4.1-9 に、それ以外を添付資料 C に示す。

最後に、作成した地質解釈断面図に対して図 4.1-7 に示した考え方を当てはめて、大陸棚における地殻変動の傾向について推定した。その際、海成段丘の分布から推定される海岸部における隆起・沈降の傾向（3.1.3, 4.1.2 参照）についても参考にした。

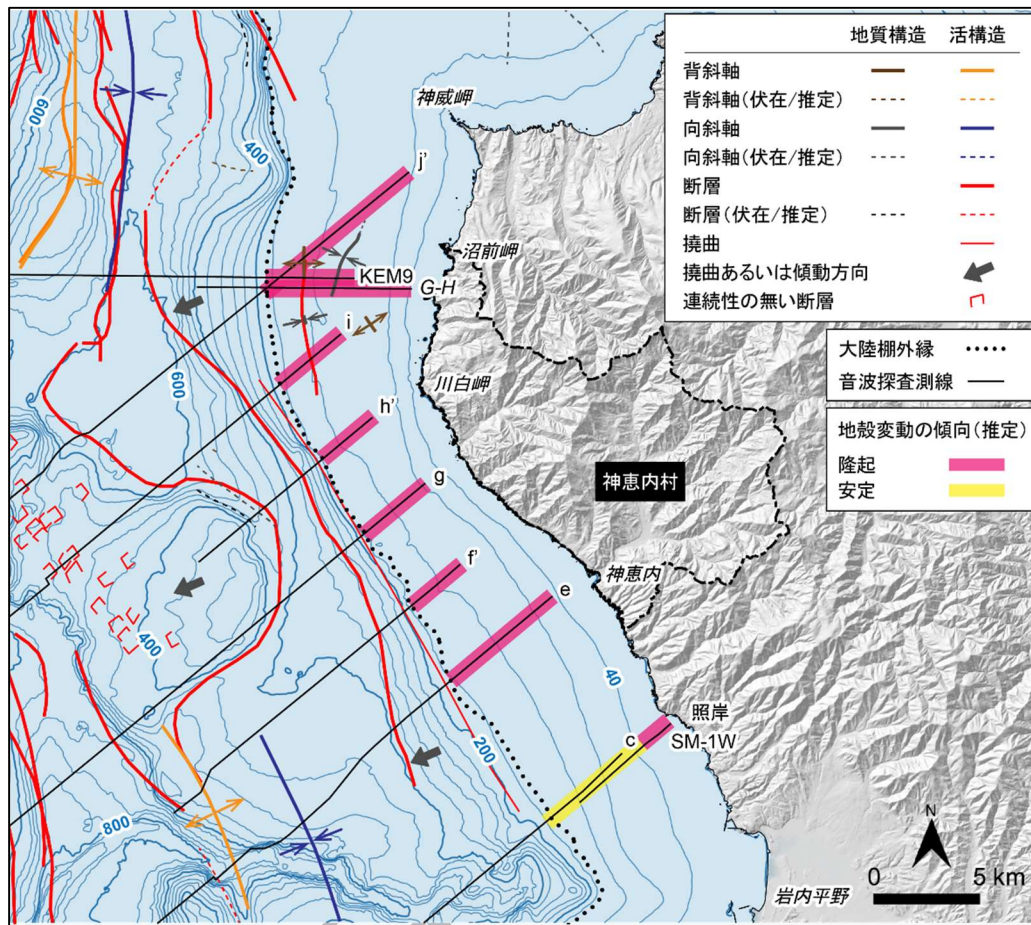


図 4.1-8 既存の音波探査記録から推定される大陸棚の地殻変動の傾向

地質構造の分布については海上保安庁水路部(1979)による。活構造の分布については活断層研究会編(1991)、北海道電力(2015a)、小野・斉藤(2019)による。音波探査測線については、海上保安庁水路部(1979)(斜体の測線名)と北海道電力(2015a)(正体の測線名)による。大陸棚の地殻変動の傾向については、各測線における地質解釈断面の読み取りに基づき推定。その説明については、本文を参照。等深線の主曲線の間隔は40m、計曲線の間隔は200m。地理院タイルの陰影起伏図を使用。海域の等深線図は、日本水路協会発行M7000シリーズを用いて作成。海岸線は「国土数値情報(海岸線データ)」「(国土交通省)に、神恵内村の行政界は「国土数値情報(行政区域データ)」「(国土交通省)に基づく。

(3) 推定結果

文献調査対象地区およびその周辺の大陸棚は、全体的な隆起が生じている場と、安定および隆起している場に区分することができる。図 4.1-8 にその推定結果を示す。

大陸棚が全体的に隆起していると考えられる場合は、神恵内沖から神威岬沖までの範囲である。この範囲の地質解釈断面は、いずれも、より新しい地層が沖側に付加していくと共に、それらの上面が刈り取られたようなパターンをみせる(図 4.1-7A①)。例えば、測線 e では、V 層、IV 層、III 層、II 層において、測線 g では、IV 層と III 層において、測線 KEM9 では、前 2 者と比較して薄層ではあるが、III 層と II 層において、そうしたパターンが認められる(図 4.1-9)。この隆起運動の開始時期について、地質解釈断面上で確認できる最も古い地層に基づけば、それは測線 e に示された V 層形成後(前期更新世以降)となる。このことは、積丹半島南西岸において更新世の海成段丘面群が

1 発達すること（3.1.3, 4.1.2 参照）とも整合的である。

2 一方、大陸棚において安定および隆起していると考えられる場合は、照岸沖である。まず、大陸棚
3 外縁に近い測線 c の地質解釈断面について見ると、下位より VI 層、V 層、IV 層、III 層、II 層が、
4 沈降する大陸棚でみられるように上位のものほど沖側に移動するようなかたちで積み重なっている。
5 しかし、II 層に認められる大陸棚外縁と、III 層にみられるかつての大陸棚外縁と考えられる遷急点
6 が、ほぼ同一水深にあることから、III 層と II 層は、沈降運動ではなく、安定した大陸棚における地
7 層の累重様式を示していると考えられる。次に、測線 c の陸側に位置する測線 SM-1W を見ると、
8 VI 層、V 層、IV 層、III 層の累重様式において、隆起する大陸棚にみられるような新しい地層が沖
9 側に付加していき、それらの上面が刈りとられたパターンが認められる。これは照岸に更新世の海
10 成段丘面が発達することと整合的である。測線 c と測線 SM-1W を併せて検討すると、照岸沖は大
11 陸棚外縁付近が安定、海岸線付近が隆起傾向のような傾動しているパターン（図 4.1-7C）の可能性
12 がある。

13 以上、文献調査対象地区およびその周辺の大陸棚において推定される地殻変動の傾向をまとめ
14 と、神恵内沖の大陸棚は、前期更新世以降、隆起傾向にあると考えられ、照岸沖の大陸棚は、その
15 外縁付近が、後期更新世以降、安定傾向にある一方で、その陸側は、鮮新世以降、おそらくは現在
16 に至るまで隆起傾向にあると考えられる。

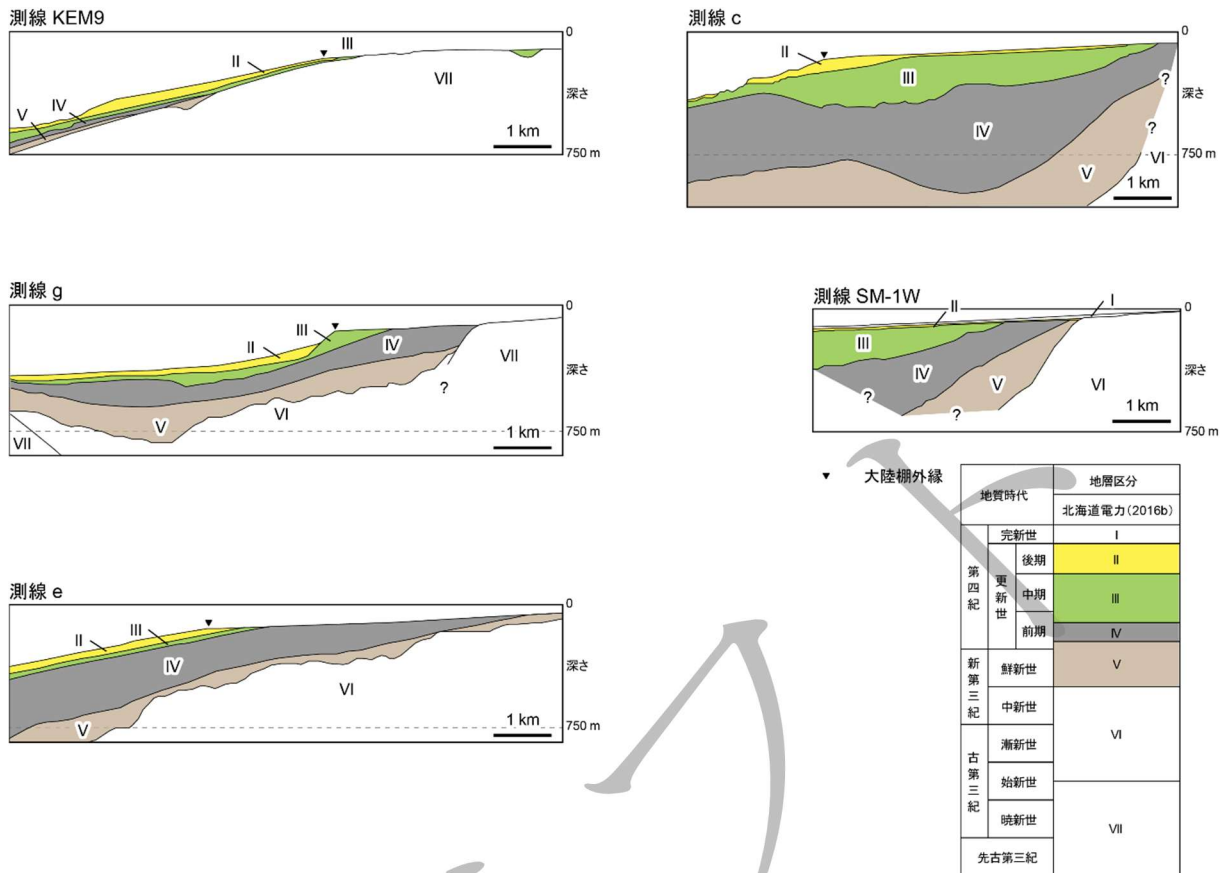


図 4.1-9 文献調査対象地区およびその周辺の大陸棚における既存地質解釈断面

文献調査対象地区およびその周辺の大陸棚の地形・地質学的特徴をあらわす地質解釈断面の中から代表的なものを示す。測線の位置については、図 4.1-8 を参照。各地質解釈断面は、北海道電力(2015a)に示されたものの大陸棚付近をトレースして作成。地層区分については、北海道電力(2016b)に基づく。北海道電力(2015a)に示された測線 SM-1W の地質解釈断面図では、III 層が III-1 層と III-2 層に、IV 層が IV-1 層と IV-2 層にそれぞれ細分されているが、ここではそのように細分せずに示した。

4.2 侵食

4.2 では、(a) 沿岸部の沖積低地における過去 10 万年間程度の最大下刻量の推定、(b) 陸域および海域におけるマスムーブメント地形の確認を行った。その結果について、以下の各項において説明する。

4.2.1 沿岸部における最大下刻量

4.2.1 では、まず、河川が形成した臨海沖積低地を対象に、最終氷期最盛期の最大海面低下期における最深の下刻の実績とみなせる沖積層基底の深さ(埋没谷の深さ)について調べ、過去 10 万年間程度の下刻量を推定する。次に、河川と浅海底の縦断面形の特徴に基づいて、文献調査対象地区において海水準低下に応答して下刻が生じる可能性のある河川を抽出する。

(1) 過去 10 万年間程度の最大下刻量

過去 10 万年間程度の最大下刻量は、沖積層基底深度と MIS 5e 以降の隆起量の和を用いて検討で

きる（幡谷ほか，2016）。文献調査対象地区において，小規模であるが沖積低地を形成しているのは古宇川河口および珊内川河口である。しかし，これらの沖積低地において沖積層の基底深度を示した文献・データについては確認されなかった（3.2.2 参照）。そのため本調査では，幡谷ほか（2016）による「現河口／現海岸線付近において，後期更新世以降現在までに生じた下刻量は，少なくとも隆起域については，その期間の隆起量に 100m を加えたものに相当する深さが限度となる」という考え方に基づいて，文献調査対象地区の現河口付近における過去 10 万年間程度の最大下刻量を推定する。積丹半島南西岸に分布する MIS 5e の海成段丘面の段丘堆積物上面高度から推定される約 12～13 万年間の隆起量は，約 8～26m（表 4.1-1，表 4.1-2）となる。したがって，上述の幡谷ほか（2016）に基づけば，文献調査対象地区の現河口付近における過去 10 万年間程度の最大下刻量は，MIS 5e 以降の隆起量である約 8～26 m に 100 m を加えた約 108～126 m を超えることはないものと考えられる。

（2）海水準低下に対する河川の応答

海水準低下に対する河川の応答は，河川と浅海底の縦断面形の関係から，「下刻」，「堆積」のどちらか（野上，1981），または「下刻」，「堆積」，「下刻・堆積ともに生じない」の 3 パターンのいずれか（八木下，2011）をとるものと考えられている。ここでは，海水準 S-L1 が低下し，海水準 S-L2 になった時の河川の応答パターンについて，八木下（2011）に示された模式図（図 4.2-1）に基づいて説明する。

河口付近における河川の勾配が浅海底の勾配よりも緩い場合，河川は河口付近を下刻し，侵食谷を形成する（図 4.2-1 A；野上，1981；八木下，2011）。逆に，河口付近における河川の勾配が，浅海底の勾配よりも急な場合は，海面低下によって河口が前進し，河床の上昇（堆積）を引き起こす（図 4.2-1 C；野上，1981；八木下，2011）。そして，河川と浅海底の勾配がほぼ同一の場合は，下刻・堆積共に生じない（図 4.2-1 B；八木下，2011）。

文献調査対象地区の河川が，海水準低下に対して図 4.2-1 の A，B，C のどのパターンをとるのかについて河川と浅海底の縦断面形に基づいて評価する。河川と浅海底の縦断面形と評価結果については添付資料 D に示し，ここでは得られた結果の要点を以下に記す。

評価対象とした河川は，主要な河川を選定するためのストレーラー法による水系次数が河口において 3 次以上の河川で，全部で 9 河川ある（図 4.2-2）。これらのうち，海水準低下に伴い河口付近が下刻される河川と評価されたのが，古宇川である。また，下刻・堆積共に生じないと評価された河川が，珊内川である。これら以外の 7 河川については，海水準低下に伴い堆積が生じると考えられる。

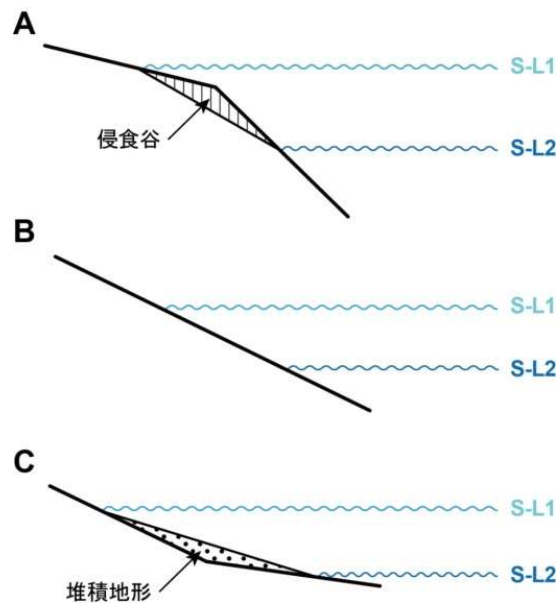


図 4.2-1 海水準低下に対する河川の応答

八木下 (2011) の図 10-14 を編集。海水準 S-L1 が低下し、S-L2 になった時に、陸域（河川）と浅海域の勾配との関係によって河川の応答は A, B, C の 3 パターンに分かれる。各パターンの説明については本文を参照。

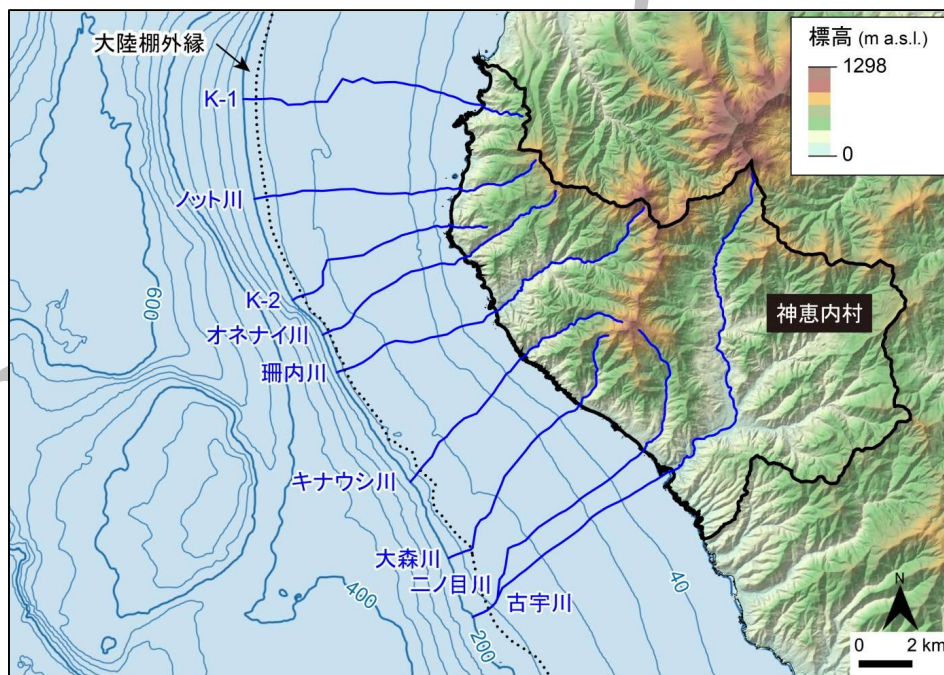


図 4.2-2 海水準低下に対する河川の応答について検討した河川

河口における水系次数が 3 次以上の河川を対象。K-1, K-2 は仮称。等深線の主曲線の間隔は 40 m, 計曲線の間隔は 200 m。陰影段彩図には、地理院タイルの陰影起伏図に国土地理院数値標高データを用いて作成した高度段彩を重ねたものを使用。海域の等深線図は、日本水路協会発行 M7000 シリーズを用いて作成。海岸線は「国土数値情報（海岸線データ）」（国土交通省）に、神恵内村の行政界は「国土数値情報（行政区域データ）」（国土交通省）に基づく。

4.2.2 マスムーブメントによる削剥

4.2.2 では、地すべり現象には再滑動性・周期性があること（例えば、大八木ほか，2015）および山体重力変形が地すべり・崩壊の前兆現象であること（例えば、千木良，2015；小嶋，2018）に着目し、地下施設設置深度の減少をもたらす地すべり・崩壊が将来発生する可能性のある場およびその崩壊深度を推定する。

まず、マスムーブメントの地形的痕跡である地すべり・崩壊地形（滑落崖・斜面移動体）および山麓堆積地形（崖錐・麓屑面・沖積錐）ならびに地すべり・崩壊の地形的兆候である山体重力変形地形（線状凹地・山向き小崖・谷向き小崖・不規則凹凸斜面）の分布を確認する。これらの地形と現象の関係については、その概念を図 4.2-3 に示す。

次に、地すべり・崩壊地形および山体重力変形地形が確認された場を対象に、地質断面図や物理探査などの文献・データを用いてマスムーブメントが発生した場合の崩壊深度について検討する。



図 4.2-3 マスムーブメントにより形成される地形の概念

鈴木（2000）、日本地形学連合編（2017）、大八木ほか（2015）、国土地理院（2015）、千木良（2015）、高見（2015）および小嶋（2018）に基づいて作成。本図は、マスムーブメントについて、現象、形成される地形およびこれらの関係を平易化して表している。

(1) マスムーブメント地形の分布

(i) 陸域

まず、文献調査対象地区の陸域において、地すべり・崩壊地形および山麓堆積地形の判読を行い（判読基準は添付資料 B を参照）、その結果を図 4.2-4 に示す。これらの地形を含む本調査による地形判読の判読方法については 4.1.2 (1) に、判読結果については図 4.1-2 にも示した。

文献調査対象地区の陸域においては、地すべり・崩壊地形については、川白地すべり、古宇川沿いおよびトーマル川沿いに比較的規模の大きなものが認められる。山麓堆積地形については、海岸

1 沿いや一部の河川沿いにその発達が認められる。

2 次に、地すべり・崩壊の地形的兆候に着目した山体重力変形地形の判読を行った（判読基準は添
3 付資料 B を参照）。この地形判読は、縮尺 20,000 分の 1 の空中写真（国土地理院撮影）と共に、海
4 岸部のみになるが、北海道庁水産林務部が公開している 1 m メッシュの標高 DEM ラスタデータか
5 ら作成された CS 立体図ラスタデータ（後志総合振興局産業振興部林務課 航空レーザーデータ（R01
6 後志山地災害重点地域総合対策））を用いて行った。

7 山体重力変形地形を含めたマスムーブメント地形の判読結果を図 4.2-4 に示す。文献調査対象地
8 区において判読された地すべり・崩壊の地形的兆候として考えられる山体重力変形地形は、線状凹
9 地、谷向き小崖および不規則形状な凹凸で特徴づけられる斜面である。それらの分布は、川白地す
10 べりの斜面移動体上で顕著であり、珊内川流域およびトーマル川流域にも比較的集中し、そのほか
11 の場所では散在している。

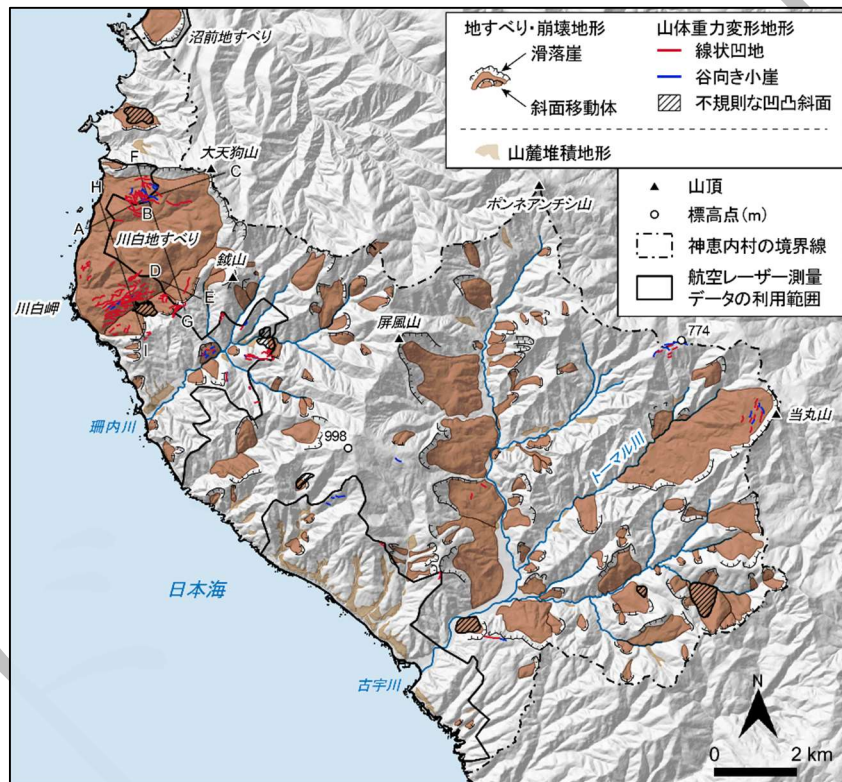


図 4.2-4 文献調査対象地区（陸域）におけるマスムーブメント地形の分布

地すべり・崩壊地形と山麓堆積地形については、4.1.2 で実施した地形判読の結果に基づく。本図の川白地す
べり付近にアルファベットで示される断面位置は、図 4.2-6 でその地質断面図を示す。ベースマップとして地
理院タイルの陰影起伏図を使用。海岸線は「国土数値情報（海岸線データ）」（国土交通省）に、河川は「国土
数値情報（河川データ）」（国土交通省）に、神恵内村の行政区界は「国土数値情報（行政区域データ）」（国土交
通省）に基づく。

(ii) 海域

まず、文献調査対象地区およびその周辺の海域を対象に、海底地すべり地形の判読を行った（判
読基準は添付資料 B を参照）。海底地形アナグリフは、日本水路協会発行 M7000 シリーズから作成

した 30m メッシュのラスタデータを使用して作成した。作成方法については、後藤（2013, 2014）を参照した。海底地形アナグリフを用いた本調査による海底地すべり地形判読結果に森木ほか（2017）および北海道電力（2013）に示された海底地すべりの分布を重ね合わせたものを図 4.2-5 に示す。

文献調査対象地区およびその周辺の大陸棚と陸棚外縁斜面において判読できた海底地すべり地形は、海底地すべりの滑落崖と斜面移動体である。海底地すべり滑落崖については、森木ほか（2017）による判読結果と同様に比較的規模の大きい U 字形または馬蹄形の平面形を持つものが神威岬-沼前岬沖の大陸棚外縁と岩内海底谷の谷壁斜面において認められる。それらの滑落崖の下方には、斜面移動体が認められる。

次に、上記の海底地形アナグリフを用いた地すべり・崩壊の地形的兆候に着目した山体重力変形地形の判読を行った（判読基準は添付資料 B を参照）。その結果、地すべり・崩壊の地形的兆候である線状凹地などの地形については、本調査で用いた海底地形アナグリフの空間分解能では検出することはできなかった。

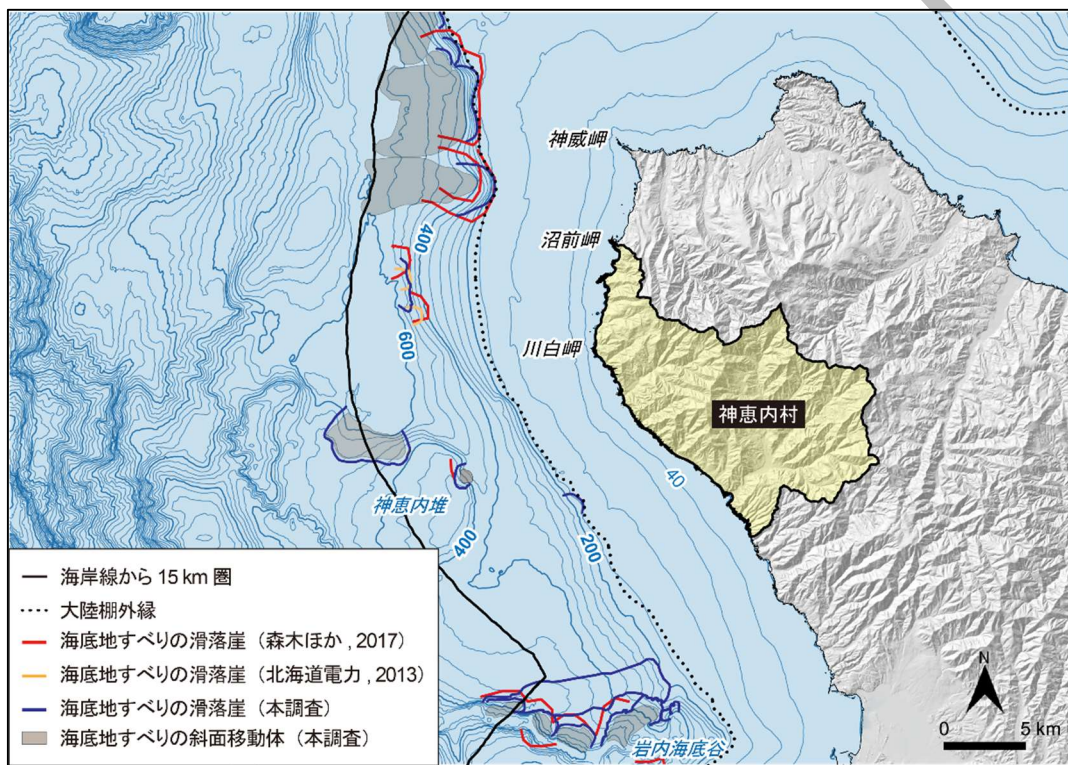


図 4.2-5 文献調査対象地区（海域）とその周辺地域における海底マスムーブメント地形の分布
図 3.2-4 に本調査による判読結果を重ね合わせた。地理院タイルの陰影起伏図を使用。海域の等深線図は、日本水路協会発行 M7000 シリーズを用いて作成（（一財）日本水路協会承認第 2021006 号）。海岸線は「国土数値情報（海岸線データ）」（国土交通省）に、神恵内村の行政界は「国土数値情報（行政区域データ）」（国土交通省）に基づく。

(2) マスムーブメントが発生した場合の崩壊深度

地すべり・崩壊の崩壊深度の予測には、ボーリング調査や物理探査などによる地質構造、地下水状況および比抵抗分布などの詳細な情報で作成された断面図を用いる手法が示されている（例えば、木下ほか、2016）。しかし、判読した地すべり・崩壊地形および山体重力変形地形付近におけるこれ

らの情報を用いた詳細な断面図は得られなかった。

一方、川白地すべりを対象とした地表地質踏査に基づく、比較的詳細な地質図および地質断面図（北海道電力，2015b）が確認されたため、本調査では、マスマーブメントが発生した場合の崩壊深度について予察的な検討を行った。北海道電力（2015b）の代表的な地質断面図を本調査で判読した山体重力変形地形と共に図 4.2-6 に示す。

予察的な検討として、地すべり・崩壊の可能性が比較的高い地すべり堆積物または斜面堆積物・崖錐堆積物の下端を下面とした深層崩壊の発生を仮定する。地すべり堆積物の下端の最大深度は、断面 A-B-C で約 90m、断面 D-E で約 45m、断面 F-G で約 60m であり、上記の仮定に基づけば、マスマーブメントによる最大削剥量も同様の数値となる。断面 H-I においては、山体重力変形地形が集中する範囲には地すべり堆積物などが確認されないため、検討できない。

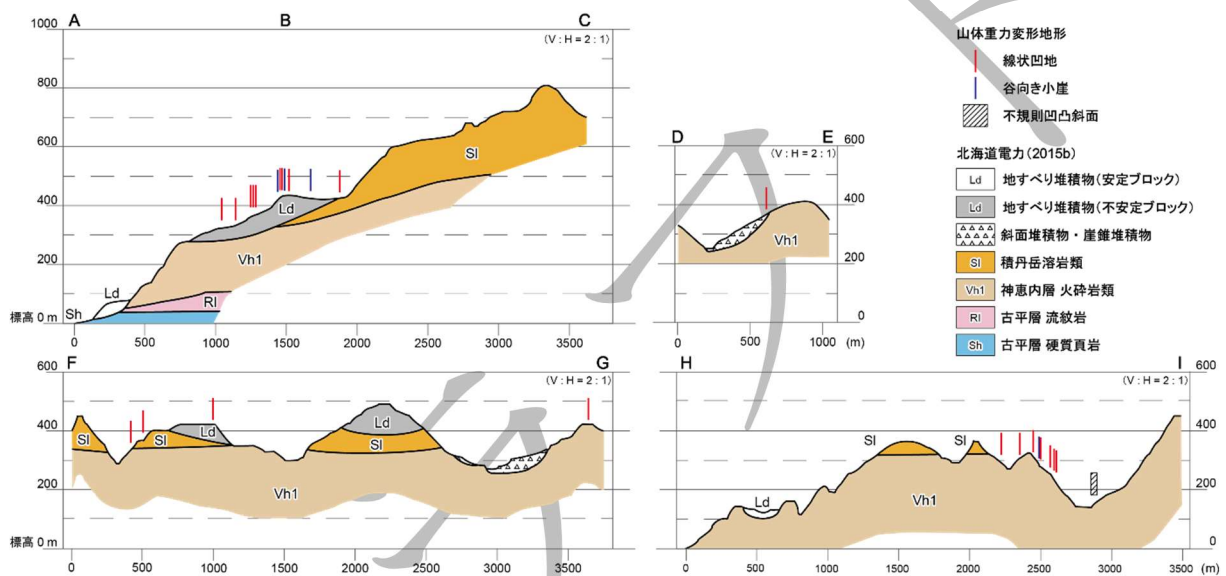


図 4.2-6 山体重力変形地形分布位置と地質断面図

断面の位置は図 4.2-4 に示した。地質断面図は北海道電力（2015b）を一部抜粋し、縦横比 2:1 に編集し、トレースにより作成。地質断面図と概ね直交（約 45°以上）する場合に、図 4.2-4 に示した山体重力変形地形を加筆。

第5章 隆起・侵食に関する知見のまとめ

5.1 隆起・沈降に関する知見のまとめ

第3章と第4章から得られた隆起・沈降に関する知見と、その背景の理解に必要となるテクトニクス・セッティングに関する知見（詳細は、説明書「地形、地質・地質構造」参照）を図 5.1-1 に編年表の形でまとめた。5.1 では、図 5.1-1 に基づいて、まず、文献調査対象地区およびその周辺地域が置かれた場の地殻変動の枠組みについて記す。そのうえで、文献調査対象地区およびその周辺地域における隆起・沈降の傾向と量・速度についての知見の整理結果とその解釈について記す。

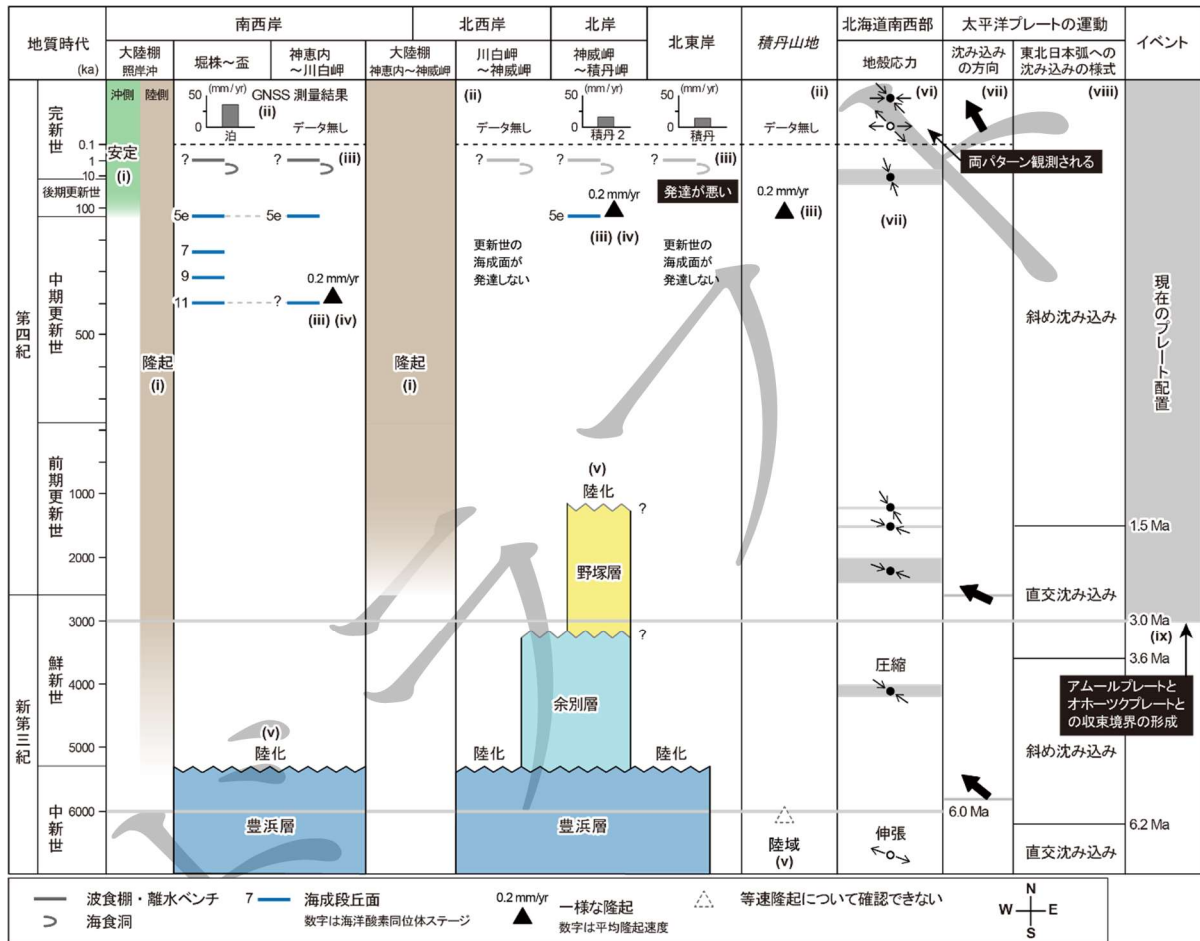


図 5.1-1 文献調査対象地区における隆起・沈降に関する知見のまとめ

図の説明については、5.1 を参照。ローマ数字は参照先を示す；(i) 4.1.3, (ii) 4.1.1, (iii) 3.1.2, 3.1.3, (iv) 4.1.2 (3), 4.1.2 (4), 4.1.2 (5), (v) 説明書「地形、地質・地質構造」、(vi) 国土地理院 (1997), Sagiya et al. (2000), Iinuma et al. (2005), Terakawa and Matsu'ura (2010), Uchide et al. (2022), (vii) 渡辺 (1993a, b), (viii) Watanabe (2002), (ix) 平 (2002)。

5.1.1 地殻変動の枠組み

北海道とその周辺海域日本海東縁においてアムールプレートとオホーツクプレートの収束境界が存在し、現在のテクトニクス様式は 3 Ma に開始し、2 Ma に確立されたと考えられる (平, 2002)。そして、3 Ma 以降、北海道南西部から日本海東縁にかけての範囲には、地殻の短縮歪みが集中した地質学的歪み集中帯として、島弧とほぼ平行に延びる逆断層を伴う褶曲帯が幾つも発達したと考え

られている（岡村，2002）。しかし，文献調査対象地区が位置する北海道南西部の北部における広域応力場の変遷（例えば，渡辺，1993a，1993b）に基づくと，それ以前の6Ma頃から，概ね東西～北西－南東方向からの圧縮を受ける圧縮応力場にあったと考えられる。ただし，6Ma以降の北海道南西部の北部に掛かる水平最大圧縮応力の方向や強さは必ずしも一定だったわけではなく，太平洋プレート沈み込みの方向や収束速度に対応して微妙に変化していたようである（渡辺，1993a，1993b）。その強さについては3.6～1.5 Ma頃に相対的に最も高まり，1.5 Ma頃から現在までは減衰傾向であると考えられる（Watanabe，1995，2002）。

北海道南西部において明らかにされている現在の地殻応力は，上述のテクトニクスの概要と概ね整合的であり，地震学データ（Terakawa and Matsu'ura，2010；Uchide et al.，2022）や測地観測データ（国土地理院，1997；Iinuma et al.，2005）からも，北海道南西部は東西または北西－南東方向からの圧縮を受ける圧縮応力場であることが推定される。ただし，観測期間によっては，北西－南東または東西方向の伸長歪みも卓越すること（国土地理院，1997；Sagiya et al.，2000）に注意が必要である。長期的には圧縮場と考えられる北海道南西部において，このような伸長歪みが卓越する期間がある原因については，日本海東縁変動帯で生じた1983年の日本海中部地震や1993年の北海道南西沖地震の余効変動による影響が考えられている（鷲谷，2002）。

続いて，文献調査対象地区が位置する積丹半島における地殻変動様式についての知見を整理する。以下では，(a) 積丹半島の地質図および地質層序，(b) 海域（大陸棚）の地層の累重様式，(c) 陸域における 10^5 年スケールの隆起指標，から推定される地殻変動様式について述べる。

積丹半島の地質図および地質層序（説明書「地形，地質・地質構造」）に基づくと，後期中新世の海底火山噴出物に特徴付けられる豊浜層の形成後に堆積した海成層（下位より余別層，野塚層の一部）の分布は，積丹半島の北岸に限られる（詳細は，説明書「地形，地質・地質構造」参照）。このことから，豊浜層の形成後，すなわち後期中新世末頃には，積丹半島の北岸を除くほとんどの範囲が隆起し，陸化していた可能性がある。また，余別層については後期鮮新世頃には，その上位の野塚層についても前期更新世前期頃には，それぞれ堆積が完了していたと考えられている（詳細は，説明書「地形，地質・地質構造」参照）。したがって，後期鮮新世あるいは前期更新世前期以降，積丹半島全域が陸化し，それ以降，隆起または安定している（隆起・沈降がない）場に置かれていると考えられる。

積丹半島南西岸～北西岸の大陸棚をつくる地層の累重様式からは，文献調査対象地区が含まれる神恵内～神威岬沖が，前期更新世以降，隆起傾向にあると考えられる（4.1.3 参照）。また，照岸沖は，その外縁付近が，後期更新世以降，安定傾向にある一方で，その陸側は，鮮新世以降，隆起傾向にあると考えられる。このように推定された積丹半島南西岸～北西岸の大陸棚における地殻変動様式は，後期中新世末頃からの陸域の地殻変動様式とも整合する。

陸域における 10^5 年スケールの隆起指標から，隆起傾向にあるといえるのは，更新世の海成段丘面が発達する積丹半島の南西岸と北岸である。また，内陸部についても，MIS 6とMIS 2に対比される河成面に高度差が認められることから， 10^5 年スケールで見ると隆起傾向にあるといえる。その一方で，積丹半島の北西岸と北東岸については，更新世の海成段丘面の発達が認められないことから，それらに基づいて 10^5 年スケールでの地殻変動様式を推定することができない。しかし，すでに述べたように積丹半島北西岸の前面に発達する大陸棚は，前期更新世以降，隆起傾向にあると考えられることから，本調査では，積丹半島北西岸についても10万年スケールで見ると隆起傾向にあるものとする。

以上のことから、文献調査対象地区とその周辺地域における地殻変動の枠組みは、次の(a)～(e)のようにまとめることができる。(a) 6 Ma 以降、北海道南西部は、基本的には東西または北西－南東方向の圧縮応力が卓越するテクトニクス場に置かれる。(b) 後期中新世末頃に、積丹半島の北岸を除くほとんどの範囲が、隆起により陸化する。(c) 3 Ma 以降に、東進するアムールプレートの沈み込みが日本海東縁部において始まったことで現在のプレート配置となり、1.5 Ma を境に現在のような水平最大圧縮応力の方向・強さとなる。(d) 前期更新世前期頃に積丹半島の北岸が陸化し、それ以降、積丹半島は隆起または安定傾向である。積丹半島の南西岸～北岸沖の大陸棚についても、陸域と同様に鮮新世または前期更新世以降、隆起または安定傾向にある。(e) 10^5 年スケールでみて隆起傾向にあるのは、積丹半島の南西岸から北岸にかけての区間およびその前面海域（大陸棚）と内陸部である。

5.1.2 隆起・沈降の傾向

(1) $10^0 \sim 10^2$ 年スケール

積丹半島には一等水準点が設定されていないことから、水準測量結果に基づいて $10^0 \sim 10^2$ 年スケールでの地殻変動の傾向について把握することができない。しかし、積丹半島には、GEONET により GNSS 観測点が、積丹半島北東岸の積丹、積丹半島北岸の積丹 2、積丹半島南西岸の泊、岩内平野南西部の共和の計 4 地点に設置されていることから、これらの観測点データに基づいて積丹半島における $10^0 \sim 10^2$ 年スケールでの地殻変動の傾向について把握することができる。

GNSS 観測点における過去 15 年間の変位量から、積丹では約 1.8 cm、積丹 2 では約 2.1 cm、泊では約 4.5 cm、共和では約 4.9 cm の隆起が認められた。このように積丹半島が隆起傾向にあることは、5.1.1 で述べた積丹半島における地殻変動の枠組みとも整合的である。

一方で、得られた $10^0 \sim 10^2$ 年スケールでの隆起量を平均隆起速度に換算すると、積丹では約 1.2 mm/yr、積丹 2 では約 1.4 mm/yr、泊では約 3.0 mm/yr、共和では約 3.3 mm/yr となり、海成段丘面の分布高度に基づいて推定された 10^5 年スケールでの隆起速度に比して 1 桁ほど大きい。このことは、GNSS 観測データから推定される地殻変動の傾向・量を、 10^5 年スケールでの地殻変動の傾向・量にそのまま当てはめることができないことを示唆する。

(2) $10^2 \sim 10^3$ 年スケール

$10^2 \sim 10^3$ 年スケールでの地殻変動の特徴を記録するのが波食棚・離水ベンチ、海食洞といった離水海岸地形である。3.1.2 で述べたように積丹半島沿岸には離水海岸地形が発達し、それらの分布状況と特徴について示した文献・データもある。しかし、(a) 積丹半島沿岸の波食棚、離水ベンチ、海食洞の分布高度については、地殻変動量の差ではなく、侵食抵抗性の弱い層の分布高度の違いに起因しているという見解（北海道電力、2017）があること、(b) 波食棚や離水ベンチについては、離水時期を制約する情報が確認されなかったこと、から、離水海岸地形に基づいて積丹半島の海岸部における隆起・沈降の傾向を推定することはできない。

(3) 10^5 年スケール

積丹半島における過去約 10 万年間の隆起の傾向については、(a) MIS 5e の海成段丘面の高度分布と、(b) 内陸部に発達する MIS 6 と MIS 2 の河成面の比高（TT 値；約 12 万年間の隆起量）の分布から把握することができる。(a) について、段丘堆積物上面高度（北海道電力、2016a, 2018; Amano

et al., 2018) に基づくと、その高度分布は、南西岸から北岸にかけての区間で標高 17~26m となる。また、(b) については、18~27m となり（北海道電力, 2016a）、その値は MIS 5e の海成段丘面の段丘堆積物上面高度、すなわち過去 12~13 万年間の隆起量とほぼ等しい。それゆえ、積丹半島の南西岸および北岸ならびに内陸部については、少なくとも過去約 10 万年間、ほぼ一様に隆起しているものと考えられる。さらに、積丹半島南西岸の南東部では、MIS 11, MIS 9, MIS 7 に対比されると考えられる海成段丘面が発達する。それらの旧汀線アングル高度と段丘堆積物上面高度は揃ってほぼ一様な高度分布を示す（4.1.2 (4) 参照）。このことから、積丹半島の南西岸については、過去数十万年間にわたって、ほぼ一様に隆起していると考えられる。

一方で、積丹半島の南西岸と北岸との間に位置する北西岸は、5.1.1 で述べたように、10⁵ 年スケールでみて隆起傾向にあると考えられるものの、そこには海成段丘面の発達が認められない。そのため、北西岸における過去約 10 万年間の隆起量が、南西岸と北岸における隆起量と同程度のものかは不明である。

また、神恵内村前面の大陸棚における 10⁵ 年スケールの隆起の傾向については、海上音波探査記録に基づく地質解釈により把握することができる。海上保安庁水路部（1979）と北海道電力（2015a）の海上音波探査による地質解釈断面に基づく、神恵内沖の大陸棚は、前期更新世以降、隆起傾向にあると考えられ、照岸沖の大陸棚は、その外縁付近が、後期更新世以降、安定傾向にある一方で、その陸側は、鮮新世以降、おそらくは現在に至るまで隆起傾向にあると考えられる。

5.1.3 隆起・沈降の量・速度

(1) 海岸部

文献調査対象地区およびその周辺地域の海岸部における 10⁵ 年スケールでの隆起量・隆起速度については、海成段丘面の段丘堆積物上面高度に基づく推定が、現段階では最も信頼性が高いと考えられる。これは、海成段丘堆積物上面高度に基づくことで、それらを覆う被覆層の厚さ分だけ隆起量を過大評価せずに済むためである。

文献調査対象地区が位置する積丹半島南西岸に発達する海成段丘面の段丘堆積物上面高度から求めた 10⁵ 年スケールでの隆起量・隆起速度およびそれらの算出に当たって用いたパラメータを表 4.1-1 および表 4.1-2 に示した。表 4.1-1, 表 4.1-2 および図 4.1-6 に示されるように、MIS 5e の海成段丘面に基づく過去約 10 万年間の隆起量・隆起速度は、海水準・年代の設定により値が異なってくるが、隆起量は、約 8~26m、隆起速度は、0.07~0.22 mm/yr となる。また、MIS 11, MIS 9, MIS 7 に対比されると考えられる海成段丘面の段丘堆積物上面高度から推定される隆起速度は、各ステージの海水準・年代の設定により値が異なってくるが、0.15~0.28 mm/yr となる。

以上、得られた知見に基づく、積丹半島南西岸では、MIS 11 以降、概ね 0.1~0.2 mm/yr でおおよそ等速隆起してきたと考えられる。

(2) 内陸部

文献調査対象地区の内陸部における 10⁵ 年スケールでの隆起量については、TT 値から推定することができる。TT 値は、文献調査対象地区内では求められていないが、北海道電力（2016a）により、文献調査対象地区周辺の 4 地点において求められている。そこで、本調査では、北海道電力（2016a）により求められた TT 値を文献調査対象地区の内陸部における 10 万年スケールでの隆起量・隆起速度として参照する。北海道電力（2016a）によって求められた TT 値は、18~27m である。これを約

12 万年間の隆起量とみなすと、隆起速度は、0.15～0.23 mm/yr となる。このことから、文献調査対象地区の内陸部における 10 万年スケールの隆起速度は、海成段丘面の高度分布から推定した 10 万年スケールでの隆起速度と同じく概ね 0.1～0.2 mm/yr 程度であると考えられる。

内陸部における、より長い $10^5 \sim 10^6$ 年スケールの隆起量・隆起速度については、(a) 数百万年前から数十万年前の地層の堆積過程や分布高度と、(b) 日本列島を対象に作成された第四紀の隆起沈降量図（国立防災科学技術センター，1969）から推定できる。しかし、(a) については、3.1.4 および 4.1 で述べたように、隆起指標になり得る鮮新世～更新世に堆積した海成層（野塚層の一部）の分布および分布高度による隆起・沈降の検討は不確実性が大きいため、評価に至らなかった。

一方、(b) において隆起量の推定に用いられた侵食平坦面（いわゆる小起伏面）については、(i) 形成された年代や高度の推定が困難、(ii) 氷期の周氷河作用によって形成された可能性がある、(iii) 隆起と侵食の速度が釣り合った平衡状態にあることによってもたらされた可能性がある、といった隆起指標としての問題点が指摘されている（田力・池田，2013）。それゆえ、小起伏面を用いた隆起量の推定は、信頼性の劣る手法であると考えられる（池田，1990；米倉，1990）。したがって、本調査では、第四紀の隆起沈降量図に示された隆起量については考慮しないものとした。

以上より、文献調査対象地区の内陸部における $10^5 \sim 10^6$ 年スケールの隆起量・隆起速度については、評価に至らないと結論付けられる。

(3) 大陸棚

文献調査対象地区前面の大陸棚における隆起・沈降については、本調査で実施した推定方法では、地殻変動の傾向の推定に留まるため、その量や速度については不明である。

5.2 侵食に関する知見のまとめ

5.2 では、第 3 章と第 4 章から得られた山地の削剥、河川侵食、海食、マスマーブメントに関する知見の整理結果とその解釈について記す。得られた知見のうち、侵食量・侵食速度に関してまとめたものを表 5.2-1 に示す。

表 5.2-1 文献調査対象地区における侵食量・侵食速度に関する知見のまとめ

侵食の種類	場所／地質	地形変化の速さ・量	用いた指標・データ	備考
積丹山地の削剥	珊内岳，ボンネアンチシ山周辺	0.8～1.6 mm/yr	基準高度分散量に基づく数十年スケールの削剥速度	藤原ほか(2001)からの読み取り
	上記以外の地域	0.5～0.8 mm/yr	同上	同上
	珊内岳，ボンネアンチシ山周辺	0.8～1.6 $10^3 \text{ km}^2/\text{yr}$	傾斜量に基づく数十年スケールの削剥速度	長谷川ほか(2005)からの読み取り
	当丸山，滝ノ沢山周辺	0.3～0.5 $10^3 \text{ km}^2/\text{yr}$	同上	同上
	上記以外の地域	0.5～0.8 $10^3 \text{ km}^2/\text{yr}$	同上	同上
下刻	現河口付近	108～126 mを超えることはない (12～13万年間)	MIS5e以降の隆起量に100 mを加えた値	幡谷ほか(2016)の経験的知見を適用。隆起量については、本調査による検討結果(4.1.2)を参照。
海食崖の後退	火山岩	20～80 mm/yr	地形計測に基づく約5,000年間の推定値	貝塚(1998)からの読み取り
	新第三紀層	40～280 mm/yr	同上	同上
	硬質な岩盤	30～100 mm/yr	地形計測に基づく約6,000年間の推定値	上野・山岸(2002)

5.2.1 山地の削剥速度

文献調査対象地区周辺の山地における平均削剥速度については、3.2.1 で述べたようにダム堆砂量と地形量との関係に基づいて推定された $10^0 \sim 10^2$ 年スケールの情報しか得られていない。文献から読み取った $10^0 \sim 10^2$ 年スケールでの平均削剥速度を表 5.2-1 に示す。

藤原ほか（2001）による平均削剥速度（6km 四方の平均値）は、珊内岳・ポンネアンチシ山周辺で $0.8 \sim 1.6 \text{ mm/yr}$ 、それ以外のエリアで $0.5 \sim 0.8 \text{ mm/yr}$ である。長谷川ほか（2005）による比堆砂量（≡流域の平均削剥速度；単位は $10^3 \text{ m}^3 / \text{km}^2 / \text{yr}$ ；1 km 四方の平均値）は、珊内岳・ポンネアンチシ山周辺で $0.8 \sim 1.6$ 、当丸山・滝ノ沢山周辺で $0.3 \sim 0.5$ 、それ以外のエリアは $0.5 \sim 0.8$ である。藤原ほか（2001）と長谷川ほか（2005）では、使用データや着目した地形量が異なっているが、推定された平均削剥速度およびその空間分布において顕著な違いは認められない。

文献調査対象地区の山地における過去または将来約 10 万年間の削剥量は、現時点では、上述の $10^0 \sim 10^2$ 年スケールでの平均削剥速度に 10 万年を乗ずることによって推定する方法があるが、削剥速度の時間代表性に対する信頼性の向上という観点からは、宇宙線生成核種法に基づいて山地流域における $10^2 \sim 10^3$ 年スケールの平均削剥速度を定量的に把握すること（例えば、松四ほか、2014）が考えられる。しかし、仮に $10^2 \sim 10^3$ 年スケールの平均削剥速度が求められたとしても、その値は、完新世（約 1.2 万年前から現在まで）の比較的温暖・湿潤な気候環境下におけるものであることに注意が必要である。完新世以前の約 11 万年間は氷期であり、現在と比較して寒冷・乾燥な気候環境下にあった（3.3 参照）ため、氷期における削剥作用および削剥速度は、間氷期のものとは異なっていた可能性が考えられるからである（例えば、Marshall et al., 2015 ; Raab et al., 2019）。このことは、 $10^2 \sim 10^3$ 年スケールの平均削剥速度に 10 万年を乗じた値が、過去約 10 万年間の削剥量の実態を示したものになるとは限らないことを意味する。

なお、氷期-間氷期サイクルを複数回経た期間、すなわち数十万年よりも長い時間スケールにおける山地の平均削剥速度については、低温領域の熱年代法を文献調査対象地区およびその周辺の山地に適用できれば推定できる可能性がある（末岡ほか、2015 ; 小形・末岡、2021）。さらに、低温領域の熱年代法により山地の削剥史を明らかにすることは、文献調査対象地区およびその周辺地域における第四紀の地殻変動史の理解にも貢献すると考えられる。

5.2.2 下刻量

文献調査対象地区の沖積低地において最終氷期最盛期に生じた下刻の深さについては、埋没谷の形状や沖積層の基底深度を示す文献・データを確認することができなかったため、不明である。しかし、過去 10 万年間程度の最大下刻量については、幡谷ほか（2016）による経験的知見に基づくと、当該地域の MIS 5e 以降（過去 12～13 万年間）の隆起量である約 $8 \sim 26 \text{ m}$ に 100 m を加えた $108 \sim 126 \text{ m}$ を超えることはないと考えられる（4.2.1 参照；表 5.2-1）。

文献調査対象地区の河川の中～上流部における下刻量・下刻速度に関する情報については、確認することができなかった。

5.2.3 海食速度

文献調査対象地区では山地が直接海と接している場が多いことから、岩石海岸の発達が良い。文献調査対象地区の岩石海岸における海食崖の後退速度について、観測や地形計測に基づいて推定した文献・データを確認することはできない。その一方で、日本列島の多地点を対象に現在みられる

海食崖と浅海底が、後氷期の海面がほぼ現在の水準に達した 6,000 年前または 5,000 年前から現在までの期間に形成されたという考えに基づいて 10³ 年スケールでの海食崖の平均後退速度を推定した文献に、貝塚 (1998) と上野・山岸 (2002) がある (3.2.3 参照)。これらの文献から読み取った海食崖の平均後退速度を表 5.2-1 に示す。

貝塚 (1998) に示された海食崖の平均後退速度から、文献調査対象地区の浅海底を構成する地質である火山岩と新第三紀層からなる場における値を選択的に読み取ると、その値は前火山岩で 2～8 cm/yr、新第三紀層で 4～28 cm/yr となる。また、上野・山岸 (2002) に示された硬質な岩盤からなる海食崖の平均後退速度は 3～10 cm/yr である。

将来の海食崖の後退量については、さまざまな要因 (将来の海水準変動、メカニズム、気候変動など) が影響し、それぞれの推定には不確実性が大きいことから、単純に上記を外挿して推定することは難しい。

例えば、中期更新世以降の海水準変動と同様の傾向が将来においても繰り返されるのであれば、将来の約 10 万年間は氷期であり、現在よりも海水準が低くなると予想される。したがって、その期間の海食に伴う海食崖の後退量は、比較的小さいものと考えられる。

その一方で、人為起源の温室効果ガスの影響により現在の間氷期から氷期への移行が 5 万年程度遅れるというシミュレーション結果がある (例えば, Berger and Loutre, 2002; Ganopolski et al., 2016)。その場合、現在と同程度またはより高い海水準が将来の約 5 万年間にわたって継続することが予想され、上述の海食崖の平均後退速度に基づくと、km オーダーでの海食崖の後退が生じると考えられる。いずれにしても、将来の海水準変動の進み方には不確かさがあるため、将来約 10 万年間またはより長期間において生じる海食崖の後退量の推定には、シミュレーションにより検討する方法が考えられる。

5.2.4 マスムーブメント

文献調査対象地区 (陸域) は、北海道の地すべり地質区 (山岸・伊藤, 1993) では、キャプロック型の大規模な地すべりが多い地域に区分される (3.2.4 参照)。文献調査対象地区の地すべり・崩壊地形の分布図 (図 3.2-3; 図 4.2-4) からは、大天狗山 (川白地すべり)、屏風山 (古宇川地すべり)、当丸山付近において、比較的大規模の地すべりが密集して分布していることが確認できる。また、北海道日本海沿岸における大規模岩盤崩落検討委員会 (2000) が示した崩壊規模 100 m³ 以上の岩盤崩壊跡の分布図からは、文献調査対象地区の 11 ヲ所の海食崖において岩盤崩壊が発生していたことも確認できる (図 3.2-3)。将来の地すべり・崩壊の地形的兆候である山体重力変形地形については、線状凹地、谷向き小崖、不規則形状な凹凸で特徴付けられる斜面が川白地すべりの斜面移動体上で顕著であり、珊内川流域およびトーマル川流域などにも認められた (図 4.2-4)。

文献調査対象地区 (海域) における海底地すべりの分布については、図 4.2-5 に示すとおりである。図 4.2-5 から、大陸棚の外縁付近を直接削剥する海底地すべりの分布を確認することができる。山体重力変形地形については、海域では、海底地形判読に用いた海底地形データの空間分解能では検出することはできなかった。

文献調査対象地区の陸域・海域共に、予測される地すべり・崩壊の崩壊深度については、判読した地すべり・崩壊地形および山体重力変形地形付近における、ボーリング調査や物理探査などによる詳細な断面図が得られなかったため、推定できなかった。なお、地表地質踏査による地質断面図に基づく予察的な検討では、川白地すべり付近における、マスムーブメントによる削剥量は 45～90

- 1 mであった。
- 2 そのため、概要調査地区選定段階（文献調査の段階）のデータでは、文献調査対象地区において
- 3 将来発生する地すべり・崩壊の規模や、地すべり・崩壊による地下施設設置深度の減少量について
- 4 評価までは至らなかった。
- 5



第6章 基準に照らした評価

文献調査対象地区を「内陸部」、「沿岸部」、「沿岸部の沖積低地」、「大陸棚」の4つの地形場に区分し、各地形場を対象に、次の（ア）と（イ）の基準に該当する場所の有無や範囲について、それぞれ評価する。

（ア） 過去 10 万年程度における最大侵食量が最終処分を行おうとする地層の深度を超えている。

（イ） 侵食による深度の減少を考慮すると、10 万年後程度において、最終処分を行おうとする地層について、70 m より更に深い深度を確保できない。

4 つの地形場の範囲については以下とした（図 2.1-1）。

- ・ 内陸部：積丹山地
- ・ 沿岸部：海成段丘面が発達する区間
- ・ 沿岸部の沖積低地：現河口付近
- ・ 大陸棚：神恵内村の海岸線から地形的特徴に基づく大陸棚外縁（説明書「地形、地質・地質構造」参照）までの区間

最終処分を行おうとする地層の深度を 300 m とした。これは、文献調査対象地区における地下施設設置深度が未定であることから、法律により定められた最も浅い深度（深度 300 m）での処分を想定したためである。

6.1 過去 10 万年程度における最大侵食量

内陸部における過去 10 万年程度の最大侵食量については過去数十年程度の平均削剥速度（5.2.1 参照）に 10 万年を乗じた値から推定する。この方法において推定される過去 10 万年程度の最大削剥量のうち、値の大きなものは、珊内岳やボンネアンチシ山周辺で 160 m、それ以外の場合で 80 m となる（表 5.2-1）。ここで、これらの推定値については、計算に用いた削剥速度の時間代表性について確認できていないことに注意が必要である。

沿岸部における過去 10 万年程度の最大侵食量については、隆起量と侵食量が釣り合っているという仮定に基づき、MIS 5e に対比される海成段丘面から推定された過去 12～13 万年間の隆起量から推定する。MIS 5e の海成段丘堆積物上面高度に基づく、過去 12～13 万年間の隆起量は約 8～26 m と推定される。また、この値に影響を与えるような文献調査対象地区およびその周辺地域の隆起の状況は見当たらない。

沿岸部の沖積低地における過去 10 万年程度の最大侵食量については、過去 12～13 万年間の下刻量から推定した（4.2.1, 5.2.2 参照）。過去 12～13 万年間の下刻量は、沖積層の基底深度に MIS 5e の海成段丘面から推定された過去 12～13 万年間の隆起量を足し合わせることで求められる。しかし、文献調査対象地区の沖積低地において沖積層の基底深度を示した文献・データについては確認されなかった（(1) 参照）。そのため、ここでは、幡谷ほか（2016）による「現河口／現海岸線付近において、後期更新世以降現在までに生じた下刻量は、少なくとも隆起域については、その期間の隆起量に 100 m を加えたものに相当する深さが限度となると考えられる」に基づいて過去 10 万年間程度の下刻量を推定する。過去 12～13 万年間の隆起量は、上記のとおり約 8～26 m と推定されることから、過去 12～13 万年間の下刻量は、その隆起量に 100 m を加えた 108～126 m を超えることは

ないと考えられる。

大陸棚における過去 10 万年程度の最大侵食量については、文献調査対象地区の大陸棚が隆起傾向にあると判断できることから (4.1.3 参照)、隆起量と侵食量が釣り合っているという仮定のもと、過去 10 万年程度の隆起量から推定する。大陸棚における過去 10 万年程度の隆起量については、MIS 5e の海成段丘面から推定された過去 12～13 万年間の隆起量を空間的に外挿することで推定する。その値は、上記のとおり、約 8～26 m と推定できる。

以上のことから、文献調査対象地区では、(ア) の基準に該当する場所、すなわち過去 10 万年程度における最大侵食量が 300 m を超える場所は認められない。

6.2 10 万年後程度における侵食による深度の減少

将来 10 万年後程度における侵食量について、概要調査地区選定段階（文献調査の段階）では以下の仮定を置いて推定する。

- ・ 現在の地殻変動様式・応力場になったと考えられる時代以降、10 万年スケールでの隆起・沈降運動は一定の速さで継続している。
- ・ 過去約 12～13 万年間の気候・海水準変動が将来 10 万年後程度においても繰り返される。

文献調査対象地区が現在の地殻変動様式・応力場に置かれた時代は、約 150 万年前からと推定される (5.1.1 参照) ことから、上記の仮定に基づけば、過去 10 万年程度において推定された最大侵食量を、そのまま将来 10 万年後に想定される最大侵食量とみなすことができる。このような推定の方法に影響を与えるような状況は、文献調査対象地区およびその周辺地域には見当たらない (5.1.2, 5.2.2 など)。その場合、文献調査対象地区では、(イ) の基準に該当する場所、すなわち 10 万年後程度における最大侵食量が 230 m を超える場所は認められない。

なお、沿岸部の沖積低地では、氷期の海面低下によって河口付近で下刻が生じると考えられる河川は、古宇川であると考えられ、過去 10 万年程度において推定された最大侵食量に基づけば、108～126 m を超えることはないため、(イ) の基準に該当しない。

一方、マスマーブメントにより、将来 10 万年後に (イ) の基準に該当する規模、すなわち 230 m を超える地下施設設置深度減少量をもたらす可能性のある場合は、ボーリング調査や物理探査などによる詳細な断面図が得られなかったため、評価することができない (5.2.4 参照)。なお、川白地すべり付近における、予察的な検討でのマスマーブメントによる削剥量 (45～90 m) に、過去数十年程度の平均削剥速度に 10 万年を乗じた値 (80 m) を加えても、230 m を超えない。

6.3 概要調査以降の調査を実施する場合

第 5 章では、基準 (ア) および基準 (イ) への該当性の確認のための知見を整理している。これらのうち、基準の該当性の十分な評価ができなかったものについて、以下に示す。

- ・ 内陸部の下刻量については、河川の中～上流部における下刻量・下刻速度に関する情報を確認することができなかった。
- ・ 内陸部の隆起量については、隆起指標となり得る地層の分布および分布高度が不明瞭であるため、評価に至らなかった。
- ・ 将来発生する地すべり・崩壊による地下施設設置深度の減少量については、得られた文献・

- 1 データでは評価することができていない。
- 2 また、評価の過程では、必ずしも（ア）（イ）の基準に抵触するわけではないが、評価の信頼性向
3 上のために必要と考えられる点について、その例を以下に示す。
- 4 ・ 内陸部の過去数十万年の削剥の評価について、文献調査対象地区およびその周辺地域におけ
5 る低温領域の熱年代法を適用した事例がなく、時間代表性を確認できていない。
- 6 ・ 沿岸部沖積低地の河川による下刻量について、現河口付近の沖積層基底深度の情報が得られ
7 なかった。

8



引用文献

- Amano, H., Suzuki, S., Sato, M., Yanagida, M. (2018) A new method of terrace analysis to determine precise altitudes of former shoreline, OKAYAMA University Earth Science Reports, 25, 1, pp. 31–38.
- Berger, A., Loutre, M. F. (2002) An exceptionally long interglacial ahead?, Science, 297, 5585, pp. 1287–1288.
- 防災科学技術研究所：強震観測網 (K-NET, KiK-net), <https://www.kyoshin.bosai.go.jp/kyoshin/>, 2023 年 11 月 27 日閲覧.
- 千木良雅弘 (2015) 深層崩壊の場所の予測と今後の研究展開について, 応用地質, 56, 5, pp. 200–209.
- 地質環境の長期安定性研究委員会 (2011) 地質リーフレット 4, 日本列島と地質環境の長期安定性, 日本地質学会.
- Choi, D. L., Lee, Y. K., Shin, D. H., Jung, S. K., Kum, B. C. (2019) Pleistocene forced regressive deposits on the Korea Strait shelf influenced by tectonic and ocean currents, Geo-Marine Letters, 39, 6, pp. 493–511.
- Creveling, J. R., Mitrovica, J. X., Clark, P. U., Waelbroeck, C., Pico, T. (2017) Predicted bounds on peak global mean sea level during marine isotope stages 5a and 5c, Quaternary Science Reviews, 163, pp. 193–208.
- 檀原 毅 (1971) 日本における最近 70 年間の総括的上下変動, 測地学会誌, 17, 3, pp. 100–108.
- Dutton, A., Carlson, A. E., Long, A. J., Milne, G. A., Clark, P. U., DeConto, R., Horton, B. P., Rahmstorf, S., Raymo, M. E. (2015) Sea-level rise due to polar ice-sheet mass loss during past warm periods, Science, 349, 6244, doi: 10.1126/science.aaa4019.
- 沿岸海底下等における地層処分の技術的課題に関する研究会 (2016) 沿岸海底下等における地層処分の技術的課題に関する研究会 とりまとめ.
- 藤原 治, 三箇智二, 大森博雄 (1999) 日本列島における侵食速度の分布, サイクル機構技報, 5, pp. 85–93.
- 藤原 治, 三箇智二, 大森博雄 (2001) 日本列島における侵食速度の分布 (CD-ROM 版), JNC TN7410 2001-015, 核燃料サイクル開発機構 東濃地科学センター.
- 藤原 治, 柳田 誠, 三箇智二 (2004) 日本列島の最近約 10 万年間の隆起速度の分布, 月刊地球, 26, 7, pp. 442–447.
- 藤原 治, 柳田 誠, 三箇智二, 守屋俊文 (2005) 地層処分からみた日本列島の隆起・侵食に関する研究, 原子力バックエンド研究, 11, 2, pp. 113–124.
- Ganopolski, A., Winkelmann, R., Schellnhuber, H. J. (2016) Critical insolation–CO₂ relation for diagnosing past and future glacial inception, Nature, 529, pp. 200–203.
- 原子力発電環境整備機構 (2020) 北海道古宇郡神恵内村 文献調査計画書.
- 原子力規制委員会 (2022) 特定放射性廃棄物の最終処分における概要調査地区等の選定時に安全確保上少なくとも考慮されるべき事項.
- 後藤秀昭 (2013) 等深線データから作成した日本列島周辺の海底地形アナグリフ—解説と地図—, 広島大学大学院文学研究科論集, 73, 特輯号.
- 後藤秀昭 (2014) 日本列島と周辺海域を統合した詳細地形アナグリフ—解説と地図—, 広島大学大学院文学研究科論集, 74, 特輯号.
- 長谷川浩一, 若松加寿江, 松岡昌志 (2005) ダム堆砂データに基づく日本全国の潜在的侵食速度分布, 自然災害科学, 24, 3, pp. 287–301.

- 1 幡谷竜太, 柳田 誠, 鳥越祐司, 佐藤 賢 (2016) 後期更新世以降の現海外線付近での下刻, 応用
2 地質, 57, 1, pp. 15–26.
- 3 Heusser, L. E., Morley, J. J. (1985) Pollen and radiolarian records from deep-sea core RC14-103: Climatic
4 reconstructions of northeast Japan and Northwest Pacific for the last 90,000 years, Quaternary Research, 24,
5 1, pp. 60–72.
- 6 北海道電力 (2013) 第 33 回原子力発電所の新規制基準適合性に係る審査会合 (2013 年 10 月 16 日
7 開催) .
- 8 北海道電力 (2014) 第 166 回原子力発電所の新規制基準適合性に係る審査会合 (2014 年 11 月 28 日
9 開催) .
- 10 北海道電力 (2015a) 泊発電所の発電用原子炉設置変更許可申請書 (3 号発電用原子炉施設の変更) .
- 11 北海道電力 (2015b) 第 263 回原子力発電所の新規制基準適合性に係る審査会合 (2015 年 8 月 21 日
12 開催) .
- 13 北海道電力 (2016a) 第 394 回原子力発電所の新規制基準適合性に係る審査会合 (2016 年 8 月 26 日
14 開催) .
- 15 北海道電力 (2016b) 第 404 回原子力発電所の新規制基準適合性に係る審査会合 (2016 年 9 月 30 日
16 開催) .
- 17 北海道電力 (2017) 第 491 回原子力発電所の新規制基準適合性に係る審査会合 (2017 年 7 月 28 日
18 開催) .
- 19 北海道電力 (2018) 第 570 回原子力発電所の新規制基準適合性に係る審査会合 (2018 年 5 月 11 日
20 開催) .
- 21 北海道電力 (2019) 第 685 回原子力発電所の新規制基準適合性に係る審査会合 (2019 年 2 月 22 日
22 開催) .
- 23 北海道日本海沿岸における大規模岩盤崩落検討委員会 (2000) 北海道日本海沿岸における大規模岩
24 盤崩落検討委員会報告書.
- 25 五十嵐八枝子, 成瀬敏郎, 矢田貝真一, 檀原 徹 (2012) 北部北海道の剣淵盆地における MIS 7 以
26 降の植生と気候の変遷史—特に MIS 6/5e と MIS 2/1 について, 第四紀研究, 51, 3, pp. 175–191.
- 27 Iinuma, T., Kato, T., Hori, M. (2005) Inversion of GPS velocity and seismicity data to yield changes in stress in
28 the Japanese Islands, Geophysical Journal International, 160, 2, pp. 417–434.
- 29 池田安隆 (1990) 侵食と隆起: 山脈形成論の観測的基礎, 地震 第 2 輯, 43, pp. 137–152.
- 30 石田正夫, 三村弘二, 広島俊男 (1991) 20 万分の 1 地質図幅「岩内 (第 2 版)」, 20 万分の 1 地質
31 図, 地質調査所.
- 32 海上保安庁水路部 (1979) 沿岸の海の基本図 (5 万分の 1) 神威岬, 海図, 第 6324 号³.
- 33 貝塚爽平 (1998) 発達史地形学, 東京大学出版会.
- 34 活断層研究会編 (1991) 新編日本の活断層—分布図と資料, 東京大学出版会.
- 35 経済産業省資源エネルギー庁 (2023) 文献調査段階の評価の考え方, [https://www.meti.go.jp/shingikai/](https://www.meti.go.jp/shingikai/enecho/denryoku_gas/radioactive_waste/20231102_literature.html)
36 /enecho/denryoku_gas/radioactive_waste/20231102_literature.html, 2023 年 11 月 10 日閲覧.
- 37 木下篤彦, 石塚忠範, 高原晃宙, 瀬戸秀治, 野池耕平, 森 加代子, 水野秀明 (2016) 深層崩壊の
38 発生する恐れのある斜面抽出技術手法及びリスク評価手法に関する研究, 土木研究所資料, 4333.
- 39 小嶋 尚, 野上道男, 小野有五, 平川一臣編 (2003) 日本の地形 2 北海道, 東京大学出版会.
- 40 小池一之, 町田 洋編 (2001) 日本の海成段丘アトラス, 東京大学出版会.

- 1 小嶋 智 (2018) 応用地質学的視点からみた山体重力変形地形研究の進展と展望, 地質学雑誌, 124,
2 11, pp. 889–897.
- 3 国土地理院 (1997) 日本の地殻水平歪図, <https://www.gsi.go.jp/cais/HIZUMI-hizumi.html>, 2023 年 9 月
4 25 日閲覧.
- 5 国土地理院 (2006) 航空レーザー測量による数値標高モデル (DEM) 作成マニュアル (案), 国土地
6 理院技術資料, A1, 310.
- 7 国土地理院 (2015) 治水地形分類図解説書, 国土地理院技術資料, D1, 746.
- 8 国土地理院: 数値標高モデル, 基盤地図情報ダウンロードサービス, <https://fgd.gsi.go.jp/download/m>
9 [enu.php](https://fgd.gsi.go.jp/download/m), 2023 年 8 月 17 日閲覧.
- 10 国土地理院: 地理院タイル, <https://maps.gsi.go.jp/development/ichiran.html>, 2023 年 5 月 11 日閲覧.
- 11 国土地理院: 電子基準点データ提供サービス, <https://terras.gsi.go.jp/>, 2021 年 8 月 18 日閲覧.
- 12 国土交通省: 国土数値情報 (行政区画データ), <https://nlftp.mlit.go.jp/ksj/index.html>, 2023 年 8 月 18
13 日閲覧.
- 14 国土交通省: 国土数値情報 (海岸線データ), <https://nlftp.mlit.go.jp/ksj/index.html>, 2023 年 8 月 18 日
15 閲覧.
- 16 国土交通省: 国土数値情報 (河川データ), <https://nlftp.mlit.go.jp/ksj/index.html>, 2022 年 4 月 21 日閱
17 覧.
- 18 国立防災科学技術センター (1969) 第四紀地殻変動図.
- 19 国立防災科学技術センター (1973) 第四紀地殻変動図説明書 (概要) .
- 20 Korup, O., Hayakawa, Y., Codilean, A. T., Matsushi, Y., Saito, H., Oguchi, T., Matsuzaki, H. (2014) Japan's
21 sediment flux to the Pacific Ocean revisited, *Earth-Science Reviews*, 135, pp. 1–16.
- 22 Lisiecki, L. E., and Raymo M. E. (2005) A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$
23 records, *Paleoceanography*, 20, PA1003, doi: 10.1029/2004PA001071.
- 24 Marshall, J. A., Roering, J. J., Bartlein, P. J., Gavin, D. J., Granger, D. E., Rempel, A. W., Praskiewicz, S. J., Hales,
25 T. C. (2015) Frost for the trees: Did climate increase erosion in unglaciated landscapes during the late
26 Pleistocene?, *Science Advances*, 1, 10, e1500715, doi: 10.1126/sciadv.1500715.
- 27 松四雄騎, 松崎浩之, 千木良雅弘 (2014) 宇宙線生成核種による山地流域からの長期的土砂生産量
28 の推定, 応用地質, 54, 6, pp. 272–280.
- 29 松末和之, 藤原 治, 末吉哲雄 (2000) 日本列島における最終氷期最寒冷期の気候, サイクル機構
30 技報, 6, pp. 93–104.
- 31 森木ひかる, 隈元 崇, 中田 高, 後藤秀昭, 泉 紀明, 西澤あずさ (2017) アナグリフ画像によ
32 る日本周辺の海底地すべりの判読と分布特性の検討, 海洋情報部研究報告, 54, pp. 1–16.
- 33 村上 亮, 小沢慎三郎 (2004) GPS 連続観測による日本列島上下地殻変動とその意義, 地震 第 2 輯,
34 57, pp. 209–231.
- 35 村松弘規, 高松直史, 阿部 聡, 古屋智秋, 加藤知瑛, 大野圭太郎, 畑中雄樹, 攪上泰亮, 大橋和
36 幸 (2021) 新しい GEONET 解析ストラテジによる電子基準点日々の座標値 (F5 解・R5 解) の公
37 開, 国土地理院時報, 134, pp. 19–32.
- 38 日本地形学連合編 (2017) 地形の辞典, 朝倉書店.
- 39 日本第四紀学会編 (1987) 日本第四紀地図 解説, 東京大学出版会.
- 40 日本水路協会 (2008) 海底地形デジタルデータ M7000 シリーズ M7009 Ver.2.0 北海道西部.

- 1 野上道男（1981）河川縦断面形の発達過程に関する数学モデルと多摩川の段丘形成のシミュレーション,
2 ヨン, 地理学評論, 54, 2, pp. 86–101.
- 3 小形 学, 末岡 茂（2021）光ルミネッセンス（OSL）を用いた超低温領域の熱年代学,
4 RADIOISOTOPES, 70, 3, pp. 159–172.
- 5 岡村行信（1990）四国沖の海底地質構造と西南日本外帯の第四紀地殻変動, 地質学雑誌, 96, 3, pp.
6 223–237.
- 7 岡村行信（2002）新第三紀以降の歪集中帯, 大竹政和, 平 朝彦, 太田陽子編：日本海東縁の活断
8 層と地震テクトニクス, 東京大学出版会, pp. 111–121.
- 9 Okuno, J., Nakada, M., Ishii, M., Miura, H. (2014) Vertical tectonic crustal movements along the Japanese
10 coastlines inferred from late Quaternary and recent relative sea-level changes, Quaternary Science Reviews,
11 91, pp. 42–61.
- 12 小野有五（1990）北の陸橋, 第四紀研究, 29, 3, pp. 183–192.
- 13 小野有五, 五十嵐八枝子（1991）北海道の自然史—氷期の森林を旅する—, 北海道大学図書刊行会.
- 14 小野有五（2012）第三章 泊原発に迫る地震と津波の危険, 泊原発の廃炉をめざす会編：北海道電力
15 <泊原発>の問題は何か, 寿郎社, pp. 61–121.
- 16 小野有五, 斉藤海三郎（2019）北海道西部, 岩内平野の地形発達史—泊原発の敷地内断層と関連し
17 て—, 活断層研究, 51, pp. 27–52.
- 18 大谷武史（1999）北海道後志地方沿岸の波食棚について, 北海道地理, 73, pp. 57–68.
- 19 大八木規夫, 内山庄一郎, 小倉 理（2015）地すべり地形分布図 第60集「関東中央部」 地すべり
20 地形分布図の作成方法と活用の手引き, 防災科学技術研究所研究資料, 394, pp. 1–14.
- 21 Raab, G., Egli, M., Norton, K., Dahms, D., Brandová, D., Christl, M., Scarciglia, F. (2019) Climate and relief-
22 induced controls on the temporal variability of denudation rates in a granitic upland, Earth Surface Processes
23 and Landforms, 44, 13, pp. 2570–2586.
- 24 Raymo, M. E., Mitrovica, J. X. (2012) Collapse of polar ice sheets during the stage 11 interglacial, Nature, 483,
25 7390, pp. 453–456.
- 26 Sagiya, T., Miyazaki, S., Tada, T. (2000) Continuous GPS array and present-day crustal deformation of Japan,
27 Pure and Applied Geophysics, 157, pp. 2303–2322.
- 28 鷲谷 威（2002）明治期以降の歪み集中帯, 大竹政和, 平 朝彦, 太田陽子編：日本海東縁の活断
29 層と地震テクトニクス, 東京大学出版会, pp. 133–150.
- 30 佐藤時幸, 亀尾浩司, 三田 勲（1999）石灰質ナンノ化石による後期新生代地質年代の決定精度と
31 テフラ層序, 地球科学, 53, 4, pp. 265–274.
- 32 佐藤智之（2022）沿岸域の地下構造モデル構築を目指して—周辺の陸域地質・地質背景との関連性
33 —, 号外地球, 73, pp. 79–86.
- 34 清水文健, 井口 隆, 大八木規夫（2010）地すべり地形分布図第45集「岩内」, 防災科学技術研究
35 所研究資料, 339.
- 36 Siddall, M., Chappell, J., Potter, E. K. (2007) Eustatic sea level during past interglacials, In: Sirocko, F., Claussen,
37 M., Sánchez Goñi, M. F., Litt, T. (Eds.), The Climate of Past Interglacials, Elsevier, pp. 75–92.
- 38 総合資源エネルギー調査会 電力・ガス事業分科会 原子力小委員会 地層処分技術 WG（2017）地層
39 処分に關する地域の科学的な特性の提示に係る要件・基準の検討結果（地層処分技術 WG とりま
40 とめ）.

- 1 Spratt, R. M., Lisiecki, L. E. (2016) A Late Pleistocene sea level stack, *Climate of the Past*, 12, pp. 1079–1092.
- 2 末岡 茂, 堤 浩之, 田上高広 (2015) 低温領域の熱年代学の発展と日本の山地の隆起・削剥史研
3 究への応用, *地球科学*, 69, 1, pp. 47–70.
- 4 Sueoka, S., Tagami, T. (2019) Low-temperature thermochronological database of bedrock in the Japanese Islands,
5 *Island Arc*, 28, 4, e12305, doi: 10.1111/iar.12305.
- 6 末岡 茂, 田上高広 (2019) 低温領域の熱年代学の原理と地殻浅部のテクトニクスへの応用, *地学*
7 *雑誌*, 128, 5, pp. 707–730.
- 8 鈴木隆介 (2000) 建設技術者のための地形図読図入門 第3巻 段丘・丘陵・山地, 古今書院.
- 9 平 朝彦 (2002) 日本海東縁の変動と日本列島のテクトニクス, 大竹政和, 平 朝彦, 太田陽子編:
10 日本海東縁の活断層と地震テクトニクス, 東京大学出版会, pp. 3–15.
- 11 田力正好, 池田安隆 (2013) 8-8 島弧規模の大地形, および島弧内の山地・盆地の形成—特に東北
12 日本弧を中心として—, 日本第四紀学会 50 周年電子出版編集委員会編: デジタルブック最新第
13 四紀学 (第2刷), 日本第四紀学会, pp. 8-156–8-201.
- 14 高見智之 (2015) 細密 DEM を活用した地形解析に基づく重力変形斜面の類型化, *応用地質*, 56,
15 5, pp. 210–218.
- 16 竹田輝雄他 (1979) 北海道発掘調査シリーズ No.6 茶津洞窟遺跡群—積丹半島調査報告書—, 北海
17 道出版企画センター.
- 18 Terakawa, T., Matsu'ura, M. (2010) The 3-D tectonic stress fields in and around Japan inverted from centroid
19 moment tensor data of seismic events, *Tectonics*, 29, TC6008, doi: 10.1029/2009TC002626.
- 20 戸田堅一郎 (2014) 曲率と傾斜による立体図法 (CS 立体図) を用いた地形判読, *森林立地*, 56, 2,
21 pp. 75–79.
- 22 東宮昭彦, 宮城磯治 (2020) 洞爺噴火の年代値, *火山*, 65, 1, pp. 13–18.
- 23 通商産業省資源エネルギー庁 (1985) 昭和 59 年度 広域調査報告書 積丹地域.
- 24 Uchide, T., Shiina, T., Imanishi, K. (2022) Stress map of Japan: Detailed nationwide crustal stress field inferred
25 from focal mechanism solutions of numerous microearthquakes, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*,
26 127, e2022JB024036, doi: 10.1029/2022JB024036.
- 27 上野将司, 山岸宏光 (2002) わが国の岩盤崩壊の諸例とその地形地質学的検討—とくに発生場と発
28 生周期について—, *地すべり*, 39, 1, pp. 40–47.
- 29 右代啓視, 赤松守雄, 山田悟郎 (1992) 積丹半島における洞窟・岩陰遺跡とその地質学的意義, 北
30 海道開拓記念館研究報告, 12, pp. 93–106.
- 31 渡部真人, 山田悟郎, 赤松守雄, 中田幹雄 (1989) 北海道南部岩内平野に分布する未区分第四系の
32 層序, 北海道開拓記念館調査報告, 28, pp. 7–18.
- 33 渡辺満久 (2015) 積丹半島沿岸の変動地形, 日本地理学会発表要旨集, 2015 年度日本地理学会秋季
34 学術大会, p. 100024.
- 35 渡辺満久, 鈴木康弘 (2015) 「泊原子力発電所の新規制基準適合性に関わる審査」の問題点, *科学*,
36 85, 7, pp. 721–726.
- 37 渡辺 寧 (1993a) 岩脈・火口配列に基づく西南北海道北部の新生代後期の応力場, *地質学雑誌*, 99,
38 2, pp. 105–116.
- 39 渡辺 寧 (1993b) 西南北海道北部の火山列—ニセコ・羊蹄火山列はなぜ曲がったのか?—, 石井次
40 郎教授追悼論文集, pp. 147–154.

- 1 Watanabe, Y. (1995) Epithermal vein-type mineralization in a compressive stress field, southwest Hokkaido,
2 Japan, *Global Tectonics and Metallogeny*, 5, 1&2, pp. 19–27.
- 3 Watanabe, Y. (2002) Late Cenozoic metallogeny of Southwest Hokkaido, Japan, *Resource Geology*, 52, 3, pp.
4 191–210.
- 5 八木下晃司 (2011) 岩相解析および堆積構造 増補・改訂版, 古今書院.
- 6 山田悟郎, 渡部真人, 赤松守雄 (1992) 積丹半島の第四系について, 北海道開拓記念館研究報告,
7 12, pp. 19–34.
- 8 山岸宏光, 石井正之 (1979) 5 万分の 1 地質図幅「余別および積丹岬」及び説明書, 5 万分の 1 地質
9 図, 札幌-第 8,1 号, 北海道立地下資源調査所.
- 10 山岸宏光, 伊藤陽司 (1993) 北海道における地すべり地形の分布からみた地質分帯, 地すべり, 30,
11 2, pp. 1–9.
- 12 山岸宏光 (1998) 北海道における高速ランドスライド, 地すべり, 34, 4, pp. 19–26.
- 13 米倉伸之 (1990) 展望: 日本における変動地形研究, 米倉伸之, 岡田篤正, 森山昭雄編: 変動地形
14 とテクトニクス, 古今書院, pp. 203–222.
- 15 吉山 昭, 柳田 誠 (1995) 河成地形面の比高分布からみた地殻変動, 地学雑誌, 104, 6, pp. 809–
16 826.

添付資料 A 情報を抽出した文献・データのリスト

北海道古宇郡神恵内村の文献調査において、隆起・侵食に関する情報を抽出した文献・データは、以下に示す 197 件であった。

A

赤松守雄, 山田悟郎, 渡部真人 (1992) 積丹半島の地質学的諸問題, 北海道開拓記念館研究報告, 12, pp. 3-18.
赤松守雄 (2003) 北海道の自然史, 北海道出版企画センター.

Amano, H., Suzuki, S., Sato, M., Yanagida, M. (2018) A new method of terrace analysis to determine precise altitudes of former shoreline, OKAYAMA University Earth Science Reports, 25, 1, pp. 31-38.

B

防災科学技術研究所：強震観測網 (K-NET, KiK-net), <https://www.kyoshin.bosai.go.jp/kyoshin/>, 2023 年 11 月 27 日閲覧.

防災科学技術研究所：地すべり地形 GIS データ, https://dil-opac.bosai.go.jp/publication/nied_tech_note/landslidemap/gis.html, 2023 年 5 月 19 日閲覧.

C

地質環境の長期安定性研究委員会 (2011) 地質リーフレット 4, 日本列島と地質環境の長期安定性, 日本地質学会.
Creveling, J. R., Mitrovica, J. X., Clark, P. U., Waelbroeck, C., Pico, T. (2017) Predicted bounds on peak global mean sea level during marine isotope stages 5a and 5c, Quaternary Science Reviews, 163, pp. 193-208.

D

第四紀地殻変動研究グループ (1968) 第四紀地殻変動図, 第四紀研究, 7, 4, pp. 182-187.
檀原 毅 (1970) 日本における平均海面の永年変化とそれにとまなう問題点について, 測地学会誌, 16, 1-2, pp. 1-8.
檀原 毅 (1971) 日本における最近 70 年間の総括的上下変動, 測地学会誌, 17, 3, pp. 100-108.
土居繁雄, 長谷川 潔 (1956) 5 万分の 1 地質図幅「倶知安」及び説明書, 5 万分の 1 地質図, 札幌-第 28 号, 北海道開発庁.

F

藤本和徳 (1995) 道内市町村の地熱・温泉ボーリング, 第 33 回試錐研究会講演資料集, pp. 55-65, 北海道立地下資源調査所.
藤本和徳, 高橋徹哉, 鈴木隆広編 (2004) 北海道市町村の地熱・温泉ボーリングデータ集, 北海道立地質研究所.
藤原 治, 三箇智二, 大森博雄 (1999) 日本列島における

侵食速度の分布, サイクル機構技報, 5, pp. 85-93.

藤原 治, 三箇智二, 大森博雄 (2001) 日本列島における侵食速度の分布 (CD-ROM 版), JNC TN7410 2001-015, 核燃料サイクル開発機構 東濃地科学センター.

藤原 治, 柳田 誠, 三箇智二 (2004) 日本列島の最近約 10 万年間の隆起速度の分布, 月刊地球, 26, 7, pp. 442-447.

藤原 治, 柳田 誠, 三箇智二, 守屋俊文 (2005) 地層処分からみた日本列島の隆起・侵食に関する研究, 原子力バックエンド研究, 11, 2, pp. 113-124.

深畑幸俊, 岡崎智久, 西村卓也 (2022) GNSS データに基づく日本列島の歪み速度場と島弧間および島弧内変動, 地学雑誌, 131, 5, pp. 479-496.

福田正己 (1982) 北海道における凍結・融解の繰返し出現頻度の分布—ソリフラクションに関連して—, 若松五郎編：北海道全域における積雪の分布と特性およびにそれが地面凍結, 植生, 昆虫生態に及ぼす影響に関する研究, 北海道大学低温科学研究所, pp. 77-86.

H

萩原法子, 矢野牧夫 (1994) 渡島半島におけるブナ林の北限到達年代, 北海道開拓記念館研究年報, 22, pp. 1-9.

長谷川 潔, 八幡正弘, 山岸宏光 (1986) 島弧横断ルート No.2 (倶知安・小樽), 北村 信編：新生代東北本州弧地質資料集, 宝文堂, 1, 2.

長谷川浩一, 若松加寿江, 松岡昌志 (2005) ダム堆砂データに基づく日本全国の潜在的侵食速度分布, 自然災害科学, 24, 3, pp. 287-301.

橋本 学, 多田 堯 (1988) 北海道地方の水平変動とテクトニクス, 地震 第 2 輯, 41, 1, pp. 29-38.

広川 治, 村山正郎 (1955) 5 万分の 1 地質図幅「岩内」及び説明書, 5 万分の 1 地質図, 札幌-第 27 号, 地質調査所.

広瀬 亘, 岩崎深雪, 中川光弘 (2000) 北海道中央部～西部の新第三紀火成活動の変遷：K-Ar 年代, 火山活動様式および全岩化学組成から見た東北日本弧北端の島弧火成活動の変遷, 地質学雑誌, 106, 2, pp. 120-135.

広田知保, 和田信彦, 横山英二, 菅 和哉 (1985) 北海道水理地質図「倶知安」及び説明書, 北海道水理地質図幅, 7, 北海道立地下資源調査所.

北海道電力 (2009) 泊発電所 1 号機及び 2 号機「発電用原子炉施設に関する耐震設計審査指針」の改訂に伴う耐震安全性評価結果 報告書.

北海道電力 (2011) 泊発電所 平成 23 年東北地方太平洋沖地震の知見等を踏まえた原子力施設への地震動及び津波の影響に関する安全性評価 中間報告書.

北海道電力（2011）平成 23 年東北地方太平洋沖地震を踏まえた新耐震指針に照らした既設発電用原子炉施設等の耐震安全性の評価結果の報告に係る原子力安全・保安院における検討に際しての意見の追加への対応に基づく報告について（平成 23 年 5 月）。

北海道電力（2013）泊発電所 平成 23 年東北地方太平洋沖地震の知見等を踏まえた原子力施設への地震動及び津波の影響に関する安全性評価 地質調査結果報告書。

北海道電力（2013）泊発電所の発電用原子炉設置変更許可申請書（1 号及び 2 号発電用原子炉施設の変更）。

北海道電力（2015）泊発電所の発電用原子炉設置変更許可申請書（3 号発電用原子炉施設の変更）。

北海道電力：北海道電力株式会社 泊発電所（3 号炉）関連審査会合。

北海道電力：北海道電力株式会社 泊発電所（1・2 号炉）関連審査会合。

北海道土木地質データ集作成委員会編（2017）北海道地方土木地質図および同解説書，日本応用地質学会北海道支部。

北海道日本海沿岸における大規模岩盤崩落検討委員会（2000）北海道日本海沿岸における大規模岩盤崩落検討委員会報告書。

「北海道の地すべり 2012」編集委員会編（2012）北海道の地すべり 2012，北海道地すべり学会。

I

五十嵐八枝子（1990）花粉化石から探る森林の歴史—北海道の 3 万年間—，日本林学会北海道支部論文集，38，pp. 1–9.

五十嵐八枝子（2010）北海道とサハリンにおける植生と気候の変遷史—花粉から植物の興亡と移動の歴史を探る—，第四紀研究，49，5，pp. 241–253.

Igarashi, Y., Zharov, A. E. (2011) Climate and vegetation change during the late Pleistocene and early Holocene in Sakhalin and Hokkaido, northeast Asia, *Quaternary International*, 237, pp. 24–31.

五十嵐八枝子，成瀬敏郎，矢田貝真一，檀原 徹（2012）北部北海道の剣淵盆地における MIS 7 以降の植生と気候の変遷史—特に MIS 6/5e と MIS 2/1 について，第四紀研究，51，3，pp. 175–191.

Igarashi, Y. (2016) Vegetation and climate during the LGM and the last deglaciation on Hokkaido and Sakhalin Islands in the northwest Pacific, *Quaternary International*, 425, pp. 28–37.

Iinuma, T., Kato, T., Hori, M. (2005) Inversion of GPS velocity and seismicity data to yield changes in stress in the Japanese Islands, *Geophysical Journal International*, 160, 2, pp. 417–434.

今泉俊文，宮内崇裕，堤 浩之，中田 高編（2018）活断層詳細デジタルマップ〔新編〕，東京大学出版会。

石田正夫，三村弘二，広島俊男（1991）20 万分の 1 地質図幅「岩内（第 2 版）」，20 万分の 1 地質図，地質調査

所。

石川典彦，橋本 学（1999）測地測量により求めた日本の地震間の平均的な地殻水平ひずみ速度（II），地震 第 2 輯，52，pp. 299–315.

伊藤陽司，山岸宏光，川村信人，堀 俊和（1999）北海道における地すべり地形の特徴—地すべり地形データベースの解析から—，地すべり，35，4，pp. 7–15.

伊藤嘉秋，三浦 哲，太田雄策（2017）北海道・東北地方における GNSS 速度場のクラスタ解析，日本地震学会 2017 年度秋季大会講演予稿集，S03-P05.

泉 紀明，西澤あずさ，堀内大嗣，木戸ゆかり，中田 高，後藤秀昭，渡辺満久，鈴木康弘（2014）3 秒グリッド DEM から作成した日本海東縁部の 3D 海底地形，海洋情報部研究報告，51，pp. 127–143.

J

地すべり学会北海道支部編（1999）北海道の地すべり'99.

K

海上保安庁（1996）20 万分の 1 海底地形図「日本北海道西岸石狩湾西方」，第 6657 号。

海上保安庁水路部（1979）沿岸の海の基本図（5 万分の 1）神威岬，海図，第 6324 号³。

垣見俊弘，松田時彦，相田 勇，衣笠善博（2003）日本列島と周辺海域の地震地体構造区分，地震 第 2 輯，55，pp. 389–406.

亀井節夫，ウルム氷期以降の生物地理総研グループ（1981）最終氷期における日本列島の動・植物相，第四紀研究，20，3，pp. 191–205.

片山 肇，井内美郎，池原 研（2012）積丹半島付近表層堆積図，海洋地質図，76（CD），産業技術総合研究所地質調査総合センター。

加藤幸弘，浅田 昭（1998）日本海東縁部の変動地形，月刊地球，20，8，pp. 510–515.

活断層研究会編（1980）日本の活断層—分布図と資料，東京大学出版会。

活断層研究会編（1991）新編日本の活断層—分布図と資料，東京大学出版会。

木村栄ノ進（1996）「豊浜トンネル」崩落事故現場を視る，北海道地理，70，pp. 37–42.

木村 学（2002）プレート収束帯のテクトニクス学，東京大学出版会。

北川芳男（1986）積丹半島の地質に関するノート，北海道開拓記念館調査報告，25，pp. 3–6.

紀藤典夫（2015）東北・北海道における最終氷期以降のブナ林の拡大，森林立地，57，2，pp. 69–74.

小嶋 尚（1977）化石周氷河現象，日本第四紀学会編：日本の第四紀研究—その発展と現状，東京大学出版会，pp. 163–170.

小嶋 尚，福田正己，石城謙吉，酒井 昭，佐久間敏雄，菊地勝弘編（1994）日本の自然 地域編 1 北海道，岩波書店。

小嶋 尚, 野上道男, 小野有五, 平川一臣編 (2003) 日本の地形2 北海道, 東京大学出版会.
小池一之, 町田 洋編 (2001) 日本の海成段丘アトラス, 東京大学出版会.
国土地理院 (1986) 北海道地方の水平歪, 地震予知連絡学会報, 35, pp. 8-11.
国土地理院 (1997) 日本の地殻水平歪図, <https://www.gsi.go.jp/cais/HIZUMI-hizumi.html>, 2023年9月25日閲覧.
国土地理院: 日本列島の地殻変動, <https://www.gsi.go.jp/kanshi/>, 2022年5月24日閲覧.
国立防災科学技術センター (1969) 第四紀地殻変動図.
国立防災科学技術センター (1973) 第四紀地殻変動図説明書 (概要).
小松原 琢 (2015) 活断層の変位速度からみた日本弧のプレート配置—特にアムールプレート南東縁に関して—, 活断層研究, 43, pp. 17-34.

M

町田 洋, 新井房夫, 宮内崇裕, 奥村晃史 (1987) 北日本を広くおおむね洞爺火山灰, 第四紀研究, 26, 2, pp. 129-145.
松田義章 (2005) 積丹半島の生い立ち, 余市豆本 第4集 別巻2号, 余市豆本の会.
松本和之, 藤原 治, 末吉哲雄 (2000) 日本列島における最終氷期最寒冷期の気候, サイクル機構技報, 6, pp. 93-104.
Miyauchi, T. (1988) Late Pleistocene marine terrace correlation and chronology in the northern Northeast Japan, Geographical Reports of Tokyo Metropolitan University, 23, pp. 29-47.
宮内崇裕 (1988) 海成段丘の変位から知られる東北日本弧北部の褶曲運動, 月刊地球, 10, 9, pp. 561-567.
宮内崇裕 (1988) 東北日本北部における後期更新世海成面の対比と編年, 地理学評論, 61 (Ser.A), 5, pp. 404-422.
Miyauchi, T. (1990) Late Quaternary folding deduced from marine terrace deformation in the northern Northeast Japan arc, Geographical Reports of Tokyo Metropolitan University, 25, pp. 99-108.
宮内崇裕 (1990) 旧汀線高度からみた東北日本弧北部の広域地殻変動, 米倉伸之, 岡田篤正, 森山昭雄編: 変動地形とテクトニクス, 古今書院, pp. 157-169.
宮内崇裕 (1990) 日本海東縁海岸地域の完新世地震性地殻変動, 地学雑誌, 99, 4, pp. 390-391.
宮内崇裕 (2012) 海岸部を襲う直下型地震: 懸念される海底活断層と地震性地殻変動, 科学, 82, 6, pp. 651-661.
宮内崇裕 (2013) 旧汀線情報による海底震源断層モデリング—日本海東縁ひずみ集中帯の地震ポテンシャル評価に向けて—, 日本活断層学会秋季学術大会講演予稿集, pp. 42-43.
茂木昭夫 (1977) 日本近海海底地形誌—海底俯瞰図集, 東京大学出版会.

森木ひかる, 隈元 崇, 中田 高, 後藤秀昭, 泉 紀明, 西澤あずさ (2017) アナグリフ画像による日本周辺の海底地すべりの判読と分布特性の検討, 海洋情報部研究報告, 54, pp. 1-16.
村上 亮, 小沢慎三郎 (2004) GPS 連続観測による日本列島上下地殻変動とその意義, 地震 第2輯, 57, pp. 209-231.

N

永宮慎也 (1983) 積丹半島北部の段丘地形, 弘大地理, 19, pp. 25-29.
長尾 巧, 佐々保雄 (1933) 北海道西南部の新生代層と最近の地史 (1), 地質学雑誌, 40, 480, pp. 555-577.
長尾 巧, 佐々保雄 (1933) 北海道西南部の新生代層と最近の地史 (2), 地質学雑誌, 40, 483, pp. 750-755.
永田秀尚 (1997) 413 海食崖の後退にかかわる岩盤崩壊の様式—北海道積丹半島を例に, 日本地質学会第104年学術大会講演要旨, p. 305.
永田秀尚 (2003) 5. 海食崖における岩盤崩壊発生履歴と崖後退速度, 地形, 24, 3, p. 333.
中川光弘, 広瀬 亘, 岩崎深雪 (1999) 北海道の6Ma以降の火山活動の時空変遷から見た千島弧—東北日本弧合部のテクトニクス変遷, 月刊地球, 21, 9, pp. 543-548.
那須孝悌 (1985) 先土器時代の環境, 近藤義郎, 横山浩一, 甘粕 健, 加藤晋平, 佐原 真, 田中 琢, 戸沢充則編: 岩波講座 日本考古学2 人間と環境, 岩波書店, pp. 51-109.
根本忠寛 (1942) 余別岳圖幅説明書, 北海道工業試験場地質調査報告, 7.
根本忠寛, 対馬坤六, 上島 宏 (1955) 5万分の1地質図幅「古平(附 幌武意)」及び説明書「古平および幌武意」, 5万分の1地質図, 札幌-第9, 2号, 北海道開発庁.
日本地質学会編 (2010) 日本地方地質誌1 北海道地方, 朝倉書店.
日本第四紀学会編 (1987) 日本第四紀地図 解説, 東京大学出版会.
日本の地質『北海道地方』編集委員会編 (1990) 日本の地質1 北海道地方, 共立出版.
日本の地質増補版編集委員会編 (2005) 日本の地質 増補版, 共立出版.
西村卓也 (2017) GNSS データから見出される日本列島のひずみ集中帯と活断層及び内陸地震, 活断層研究, 46, pp. 33-39.

O

大森博雄 (2001) 日本島山地における隆起と侵蝕のダイナミックス, 月刊地球, 号外32, pp. 14-21.
大竹政和, 平 朝彦, 太田陽子編 (2002) 日本海東縁の活断層と地震テクトニクス, 東京大学出版会.
大園真子 (2013) GPS 観測に基づく北海道地方の2011年東北地方太平洋沖地震 (Mw9.0) に伴うひずみの時空間変化, 北海道大学地球物理学研究報告, 76, pp. 97-110.

- 岡村行信, 倉本真一, 佐藤幹夫 (1998) 日本海東縁海域の活構造およびその地震との関係, 地質調査所月報, 49, 1, pp. 1-18.
- 岡村行信 (2010) 日本海東縁の地質構造と震源断層との関係, 地質学雑誌, 116, 11, pp. 582-591.
- 岡村行信 (2019) 日本海における活断層の分布と今後の課題, 地震 第2輯, 71, pp. 185-199.
- 岡村行信, 佐藤太一 (2023) 積丹半島付近海底地質図, 海洋地質図, 94, 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 岡 孝雄 (1986) 北海道の後期新生代堆積盆の分布とその形成に関わるテクトニクス, 北海道の地質と構造運動, 地団研専報, 31, pp. 295-320.
- 岡 孝雄 (1996) 518 北海道とその周辺地域の第四紀地殻変動量解析結果とネオテクトニクス区分, 日本地質学会 第103年学術大会講演要旨, p. 366.
- 岡 孝雄 (1997) 北海道とその周辺海域のネオテクトニクスに関する諸問題—付, 札幌付近での活断層の存在と地震発生についての考察—, 川村信人, 岡 孝雄, 近藤 務 編: 加藤誠教授退官記念論文集, 加藤誠教授退官記念論文集刊行委員会, pp. 427-449.
- 岡 孝雄 (1997) 北海道のネオテクトニクス区分と地震問題, 日本応用地質学会研究発表会講演論文集, pp. 41-44.
- 岡 孝雄 (1999) 北海道付近のネオテクトニクス像—特にネオテクトニクスの地域区分と特徴—, 月刊地球, 21, 9, pp. 549-556.
- 岡 孝雄 (2006) 北海道沿岸域の沖積層研究の現状, 地質学論集, 59, pp. 53-72.
- 岡 孝雄, 星野フサ, 中村俊夫, 赤松周平, 近藤 務, 米道 博, 関根達夫, 山崎芳樹, 若松幹男 (2019) 北海道岩内平野の沖積層とその下位層の $AMS^{14}C$ 年代測定および花粉分析, 名古屋大学年代測定研究, 3, pp. 23-30.
- 奥村晃史 (1988) 北海道の第四紀地殻変動とプレート運動, 日本地理学会予稿集, 34, pp. 18-19.
- 奥村晃史 (2013) 8-7 更新世海成段丘と広域地殻変動—北海道を例に—, 日本第四紀学会 50 周年電子出版編集委員会編: デジタルブック最新第四紀学 (第2刷), 日本第四紀学会, pp. 8-138-8-155.
- Okuno, J., Nakada, M., Ishii, M., Miura, H. (2014) Vertical tectonic crustal movements along the Japanese coastlines inferred from late Quaternary and recent relative sea-level changes, Quaternary Science Reviews, 91, pp. 42-61.
- Ono, Y. (1984) Last Glacial paleoclimate reconstructed from glacial and periglacial landforms in Japan, Geographical Review of Japan, 57 (Ser. B), 1, pp. 87-100.
- 小野有五 (1988) 最終氷期における東アジアの雪線高度と古気候, 第四紀研究, 26, 3, pp. 271-280.
- 小野有五 (1990) 北の陸橋, 第四紀研究, 29, 3, pp. 183-192.
- Ono, Y. (1991) Glacial and periglacial paleoenvironment in the Japanese Islands, The Quaternary Research, 30, 2, pp. 203-211.
- 小野有五, 五十嵐八枝子 (1991) 北海道の自然史—氷期の森林を旅する—, 北海道大学図書刊行会.
- Ono, Y., Irino, T. (2004) Southern migration of westerlies in the Northern Hemisphere PEP II transect during the Last Glacial Maximum, Quaternary International, 118-119, pp. 13-22.
- 小野有五 (2012) 第三章 泊原発に迫る地震と津波の危険, 泊原発の廃炉をめざす会編: 北海道電力<泊原発>の問題は何か, 寿郎社, pp. 61-121.
- 小野有五, 斉藤海三郎 (2019) 北海道西部, 岩内平野の地形発達史—泊原発の敷地内断層と関連して—, 活断層研究, 51, pp. 27-52.
- 小野有五 (2020) 泊原発の活断層審査で周水河作用を無視する北海道電力, 科学, 90, 2, pp. 102-113.
- 小野有五 (2021) 寿都町, 神恵内村で明らかになった「核のゴミ」地層処分の問題点, 科学, 91, 1, pp. 90-104.
- Ooi, N. (2016) Vegetation history of Japan since the last glacial based on palynological data, Japanese journal of historical botany, 25, 1-2, pp. 1-101.
- 大谷武史 (1999) 北海道後志地方沿岸の波食棚について, 北海道地理, 73, pp. 57-68.
- 太田陽子, 松島義章, 海津正倫 (1988) 日本列島の縄文海進高頂期の海岸線図について, 地図, 26, 1, pp. 25-29.
- Ota, Y., Omura, A. (1991) Late Quaternary shorelines in the Japanese Islands, The Quaternary Research, 30, 2, pp. 175-186.
- 大槻憲二郎 (1989) 鉾脈による新第三紀東北本州弧の造構応力場復元, 地質学論集, 32, pp. 281-304.
- S**
- 嵯峨山 積, 内田康人, 村山泰司, 菅 和哉, 濱田誠一 (1999) 1998 年浅海域地質調査 (西南北海道海域) の概要—岩内海域および島牧・寿都海域—, 地下資源調査所報告, 70, pp. 149-160.
- 嵯峨山 積 (2000) 北海道の新生界中部中新統—鮮新統層序と堆積盆の動き, 北海道立地質研究所報告, 71, pp. 59-102.
- 嵯峨山 積, 内田康人, 大澤賢人, 菅 和哉, 濱田誠一, 村山泰司, 仁科健二 (2000) 北海道沿岸域の地質・底質環境—2— 西南北海道海域, 北海道立地質研究所調査研究報告, 29.
- Sagiya, T., Miyazaki, S., Tada, T. (2000) Continuous GPS array and present-day crustal deformation of Japan, Pure and Applied Geophysics, 157, pp. 2303-2322.
- Sagiya, T. (2004) A decade of GEONET: 1994-2003—The continuous GPS observation in Japan and its impact on earthquake studies—, Earth, Planets and Space, 56, pp. xxix-xli.
- 鷲谷 威, 大坪 誠 (2019) 日本列島の地殻ひずみ速度—

- 測地学的データと地質・地形学的データの統一的理解—
地学雑誌, 128, 5, pp. 689–705.
- 斎藤正次, 上村不二雄, 大沢 穠 (1952) 5 万分の 1 地質
図幅「茅沼」及び説明書, 5 万分の 1 地質図, 札幌・第 18
号, 北海道開発庁.
- 阪口 豊 (1962) 岩内・瀬棚地方段丘堆積物の花粉分析,
第四紀研究, 2, 4-5, pp. 205–207.
- 寒川 旭, 衣笠善博, 垣見俊弘 (1984) 50 万分の 1 活構
造図「札幌」, 50 万分の 1 活構造図, 4, 地質調査所.
- 瀬川秀良 (1974) 日本地形誌 北海道地方, 朝倉書店.
- 関根達夫 (2018) 泊原発の地質の問題点について, 地学教
育と科学運動, 81, pp. 47–50.
- 嶋村 清 (2008) 改訂「日本列島海底谷系図」—海底谷の
地形的特徴と問題点—, 地質学雑誌, 114, 11, pp. 560–
576.
- 清水文健, 井口 隆, 大八木規夫 (2010) 地すべり地形分
布図第 45 集「岩内」, 防災科学技術研究所研究資料,
339.
- Siddall, M., Chappell, J., Potter, E. K. (2007) Eustatic
sea level during past interglacials, In: Sirocko, F.,
Claussen, M., Sánchez Goñi, M. F., Litt, T. (Eds.), *The
Climate of Past Interglacials*, Elsevier, pp. 75–92.
- 相馬寛吉, 辻 誠一郎 (1988) 植物化石からみた日本の第
四紀, 第四紀研究, 26, 3, pp. 281–291.
- Spratt, R. M., Lisiecki, L. E. (2016) A Late Pleistocene
sea level stack, *Climate of the Past*, 12, pp. 1079–
1092.
- Sueoka, S., Tagami, T. (2019) Low-temperature ther
mochronological database of bedrock in the Japane
se Islands, *Island Arc*, 28, 4, e12305, doi: 10.1111/i
ar.12305.
- 鈴木秀夫 (1962) 低位周水河現象の南限と最終水期の気候
区界, 地理学評論, 35, 2, pp. 67–76.
- 鈴木秀夫 (1966) 日本における凍結融解交代日数の分布 (短
報), 地理学評論, 39, 4, pp. 267–270.
- T**
- 多田 堯, 木村 学 (1987) 千島弧南西端における衝突現
象と地殻変動, 地震 第 2 輯, 40, 2, pp. 197–204.
- 田近 淳 (1997) 417 積丹半島沼前地すべりの移動過程,
日本地質学会第 104 年学術大会講演要旨, p. 307.
- 田近 淳, 岡村俊邦 (2010) 大規模地すべり地形の発達: 積
丹半島沼前地すべりの例, 日本地すべり学会誌, 47, 2,
pp. 91–97.
- 田近 淳 (2023) 地すべり探訪 18 早春の積丹半島沼前地
すべりを訪ねて, 日本地すべり学会誌, 60, 3, pp. 122–
124.
- 竹田輝雄他 (1979) 北海道発掘調査シリーズ No.6 茶津洞
窟遺跡群—積丹半島調査報告書—, 北海道出版企画セン
ター.
- Terakawa, T., Matsu'ura, M. (2010) The 3-D tectonic
stress fields in and around Japan inverted from c
entroid moment tensor data of seismic events, *Tec
tonics*, 29, TC6008, doi: 10.1029/2009TC002626.
- Tsukada, M. (1985) Map of vegetation during the last
glacial maximum in Japan, *Quaternary Research*, 23,
pp. 369–381.
- 対馬坤六 (1968) 20 万分の 1 地質図幅「岩内」, 20 万分
の 1 地質図, NK-54-20, 地質調査所.
- 通商産業省資源エネルギー庁 (1985) 昭和 59 年度 広域調
査報告書 積丹地域.
- U**
- Uchide, T., Shiina, T., Imanishi, K. (2022) Stress ma
p of Japan: Detailed nationwide crustal stress field
inferred from focal mechanism solutions of numer
ous microearthquakes, *Journal of Geophysical Rese
arch: Solid Earth*, 127, e2022JB024036, doi: 10.102
9/2022JB024036.
- 上野将司, 山岸宏光 (2002) わが国の岩盤崩壊の諸例とそ
の地形地質学的検討—とくに発生場と発生周期について
—, 地すべり, 39, 1, pp. 40–47.
- 右代啓視, 赤松守雄, 山田悟郎 (1992) 積丹半島における
洞窟・岩陰遺跡とその地質学的意義, 北海道開拓記念館
研究報告, 12, pp. 93–106.
- W**
- 若生達夫 (1969) 段丘面勾配・堆積物および背後斜面—海
岸段丘を主として—, 東北地理, 21, 4, pp. 179–184.
- 渡部真人, 山田悟郎, 赤松守雄, 中田幹雄 (1989) 北海道
南部岩内平野に分布する末区分第四系の層序, 北海道開
拓記念館調査報告, 28, pp. 7–18.
- 渡部真人, 赤松守雄, 山田悟郎 (1990) 北海道南部の日本
海岸に分布する海成段丘面の対比とそれに伴う第四系の
層序, および積丹半島の第四紀における構造地質学的性
格, 北海道開拓記念館調査報告, 29, pp. 147–159.
- 渡辺満久, 中田 高, 鈴木康弘 (2009) 積丹半島西岸の地
殻変動と海底活断層, 日本地震学会 2009 年度秋季大会
講演予稿集, D31-09, p. 141.
- 渡辺満久, 中田 高, 後藤秀昭, 鈴木康弘, 西澤あずさ,
堀内大嗣, 木戸ゆかり (2013) 日本海東縁の海底活断層,
日本地理学会発表要旨集, 2013 年度日本地理学会春季学
術大会, p. 100161.
- 渡辺満久, 中田 高, 鈴木康弘 (2013) 積丹半島西岸の地
震性隆起海岸地形と海底活断層, 日本活断層学会秋季学
術大会講演予稿集, pp. 40–41.
- 渡辺満久 (2015) 積丹半島沿岸の変動地形, 日本地理学会
発表要旨集, 2015 年度日本地理学会秋季学術大会, p.
100024.
- 渡辺満久 (2015) 積丹半島西方断層の活動と積丹半島の隆
起, 日本活断層学会秋季学術大会講演予稿集, pp. 48–49.
- 渡辺満久, 鈴木康弘 (2015) 「泊原子力発電所の新規制基
準適合性に関わる審査」の問題点, 科学, 85, 7, pp. 721–
726.

- 渡辺満久 (2016) 泊原子力発電所敷地内の活構造と「将来活動する可能性のある断層等」, 日本活断層学会秋季学術大会講演予稿集, pp. 24–25.
- 渡辺満久, 小野有五 (2018) 泊原子力発電所敷地内の断層活動時期に関する問題—原子力規制委員会による適正な審査のために (2), 科学, 88, 11, pp. 1086–1090.
- 渡辺 寧 (1986) 鉾脈の方向から推定された広域応力場—北海道における中期中新世以降の鉾脈の例—, 鉾山地質, 36, 3, pp. 209–218.
- Watanabe, Y. (1991) Mineralization ages of Ofukeshi, Shizukari, Yakumo and Jokoku deposits and structural movements related to vein-type mineralization in Southwest Hokkaido, Mining Geology, 41, 3, pp. 141–146.
- 渡辺 寧 (1993) 岩脈・火口配列に基づく西南北海道北部の新生代後期の応力場, 地質学雑誌, 99, 2, pp. 105–116.
- 渡辺 寧 (1993) 西南北海道北部の火山列—ニセコ・羊蹄火山列はなぜ曲がったのか?—, 石井次郎教授追悼論文集, pp. 147–154.
- Watanabe, Y. (1995) Epithermal vein-type mineralization in a compressive stress field, southwest Hokkaido, Japan, Global Tectonics and Metallogeny, 5, 1&2, pp. 19–27.
- Watanabe, Y. (2002) Late Cenozoic metallogeny of Southwest Hokkaido, Japan, Resource Geology, 52, 3, pp. 191–210.
- Wei, D. and Seno, T. (1998) Determination of the Amurian Plate Motion, In: Flower, M. F., Chung, S. L., Lo, C. H., Lee, T. Y. (Eds.), Mantle Dynamics and Plate Interactions in East Asia, Geodynamics Series, American Geophysical Union, 27, pp. 337–346.
- Y**
- 八幡正弘 (1989) 西南北海道北部の新生界とその特徴, 地質学論集, 32, pp. 7–28.
- 山田悟郎, 赤松守雄, 渡部真人, 三野紀雄, 中田幹雄 (1988) 積丹半島に分布する瀬棚層相当層と第四系から産出した花粉化石について, 北海道開拓記念館調査報告, 27, pp. 3–12.
- 山田悟郎, 渡部真人, 赤松守雄 (1992) 積丹半島の第四系について, 北海道開拓記念館研究報告, 12, pp. 19–34.
- 山岸宏光, 石井正之 (1979) 5 万分の 1 地質図幅「余別および積丹岬」及び説明書, 5 万分の 1 地質図, 札幌-第 8, 1 号, 北海道立地下資源調査所.
- 山岸宏光 (1980) 5 万分の 1 地質図幅「神恵内」及び説明書, 5 万分の 1 地質図, 札幌-第 17 号, 北海道立地下資源調査所.
- 山岸宏光 (1986) 島弧横断ルート No.1 (a: 積丹岬, b: 茅沼-古平), 北村 信編: 新生代東北本州弧地質資料集, 宝文堂, 1, 1.
- 山岸宏光, 渡辺 寧 (1986) 西南北海道における新生代後期の応力場の変遷—地質断層, 岩脈, 鉾脈および活断層の検討—, 北海道の地質と構造運動, 地団研専報, 31, pp. 321–331.
- 山岸宏光, 伊藤陽司 (1993) 北海道における地すべり地形の分布からみた地質分帯, 地すべり, 30, 2, pp. 1–9.
- 山岸宏光編 (1993) 北海道の地すべり地形 分布図とその解説, 北海道大学図書刊行会.
- 山岸宏光 (1998) 北海道における高速ランドスライド, 地すべり, 34, 4, pp. 19–26.
- 山岸宏光編 (2012) 北海道の地すべり地形デジタルマップ, 北海道大学出版会.
- 柳町 治 (1992) 現在の日本における周氷河帯およびその推移帯と永久凍土帯との関係, 地理学評論, 65A, 2, pp. 143–157.
- 矢野牧夫 (1989) 北海道の更新世におけるブナ林の消長, 北海道開拓記念館研究年報, 17, pp. 1–11.
- 八島邦夫, 今井健三, 西沢邦和 (1982) 100 万分の 1 海底地形図「北海道」・「東北日本」と海底地形, 水路部研究報告, 17, pp. 93–162.
- 安田喜憲, 成田健一 (1981) 日本列島における最終氷期以降の植生図復元への一資料, 地理学評論, 54, 7, pp. 369–381.
- 米田哲朗, 林 謙二, ダカール ゴネス, 柏谷公希, 金子勝比古 (2002) 北海道積丹半島における火砕岩の特性と岩盤崩壊の要因について, 地すべり, 39, 1, pp. 14–21.

添付資料 B 地形判読の基準

表 B-1 文献調査対象地区およびその周辺の陸域における地形判読の基準

地形種	判読基準	
小起伏面	周囲の山腹斜面に比べて不連続的に緩傾斜で、浅い谷に刻まれた小起伏な斜面または流域。定高性を持つ背面の連なりであったり、部分的に平坦面を残していたりして、かつて段丘面を構成していた可能性があると推察されるものも含める。	
段丘面	一方または四方を崖または急斜面で縁取られ、周囲より不連続的に高い平坦面または緩斜面。段丘面の形態と分布の特徴に基づいて段丘面を、高いものより順に高位（H）面、中位（M）面、低位（L）面の3つに区分する。さらに段丘面が区分できる場合は、高位に位置するものから順に1, 2, 3・・・と名付ける。H, M, L面の形成時期に係る年代観は、海洋酸素同位体ステージ（MIS）7以前、MIS 6～5、MIS 4～1とする。H, M, L面への位置づけが難しい段丘面についてはUnknown（U）面とする。	
	海成段丘面 （Hm, Mm, Lm, Um）	段丘面の最大傾斜方向が海岸線にほぼ直交し、段丘面に接する山麓線または後面段丘崖の一般的方向が、その付近の海岸線の一般的方向に一致しているもの。
	河成段丘面 （Hf, Mf, Lf, Uf）	段丘面の大局的な傾斜方向（縦断方向）、段丘面に接する山麓線または後面段丘崖の一般的方向が、その付近の主要河川の一般的方向にほぼ一致しているもの。
	火山麓扇状地面 （Hv, Mv, Lv）	火山体斜面を開析する放射谷から低地にむかって扇形に発達する半円錐形状の地形が段丘化したもの。
波食棚・離水ベンチ	海岸に分布し、テキスチャーから基盤岩であると判断される平坦面。地形図では海岸沿いに分布する岩の記号と海岸線とに挟まれた範囲が相当。	
砂丘、沿岸州	臨海低地に発達する帯状の微高地。	
扇状地	河川の谷口から低地に向かって扇形に発達する半円錐形状の地形。	
山麓堆積地形 （崖錐・麓屑面・沖積錐）	急崖～緩斜面の基部に発達する凹型直線斜面または等斉直線斜面（崖錐、麓屑面）、比較的傾斜の大きな流域の谷口から低地に向かって扇形に発達する半円錐状の地形（沖積錐）。	
滑落崖	半円形、U字形、馬蹄形、コ字形の平面形をもつ急崖や急斜面に囲まれた相対的低所（滑落崖）と、その低所から下方に張り出す緩傾斜な微起伏地（斜面移動体）。斜面移動体には流れ山や崩壊堆積物も含む。	
斜面移動体		
山体 重力 変形 地形	線状凹地	山稜にほぼ平行する凹地。山向き小崖と上部斜面の間の凹地。
	谷向き小崖	斜面の途中に形成された小崖。山向き小崖、尾根向き小崖、逆向き小崖、谷向き小崖の総称。小崖は、崖のうち比高が10 mを目安とする。
	不規則凹凸斜面	不規則形状の凹凸で特徴づけられる斜面。
人工改変地	盛土・切り土・埋立地により大規模な地形改変を伴うもの。	

鈴木（1998, 2000, 2012）を参考に作成。山体重力変形地形は千木良（2015）、Kaneda and Kono (2017)および小嶋（2018）。

引用文献（添付資料 B）

- 1
- 2
- 3 千木良雅弘（2015）深層崩壊の場所の予測と今後の研究展開について，応用地質，56，5，pp. 200–
- 4 209.
- 5 Kaneda, H., Kono, T. (2017) Discovery, Controls, and Hazards of Widespread Deep-Seated Gravitational
- 6 Slope Deformation in the Etsumi Mountains, Central Japan, Journal of Geophysical Research: Earth
- 7 Surface, 122, pp. 2370–2391.
- 8 小嶋 智（2018）応用地質学的視点からみた山体重力変形地形研究の進展と展望，地質学雑誌，124，
- 9 11，pp. 889–897.
- 10 鈴木隆介（1998）建設技術者のための地形図読図入門 第2巻 低地，古今書院.
- 11 鈴木隆介（2000）建設技術者のための地形図読図入門 第3巻 段丘・丘陵・山地，古今書院.
- 12 鈴木隆介（2012）建設技術者のための地形図読図入門 第4巻 火山・変動地形と応用読図 改訂版，
- 13 古今書院.

添付資料 C 文献調査対象地区およびその周辺の大陸棚における既存地質解釈断面

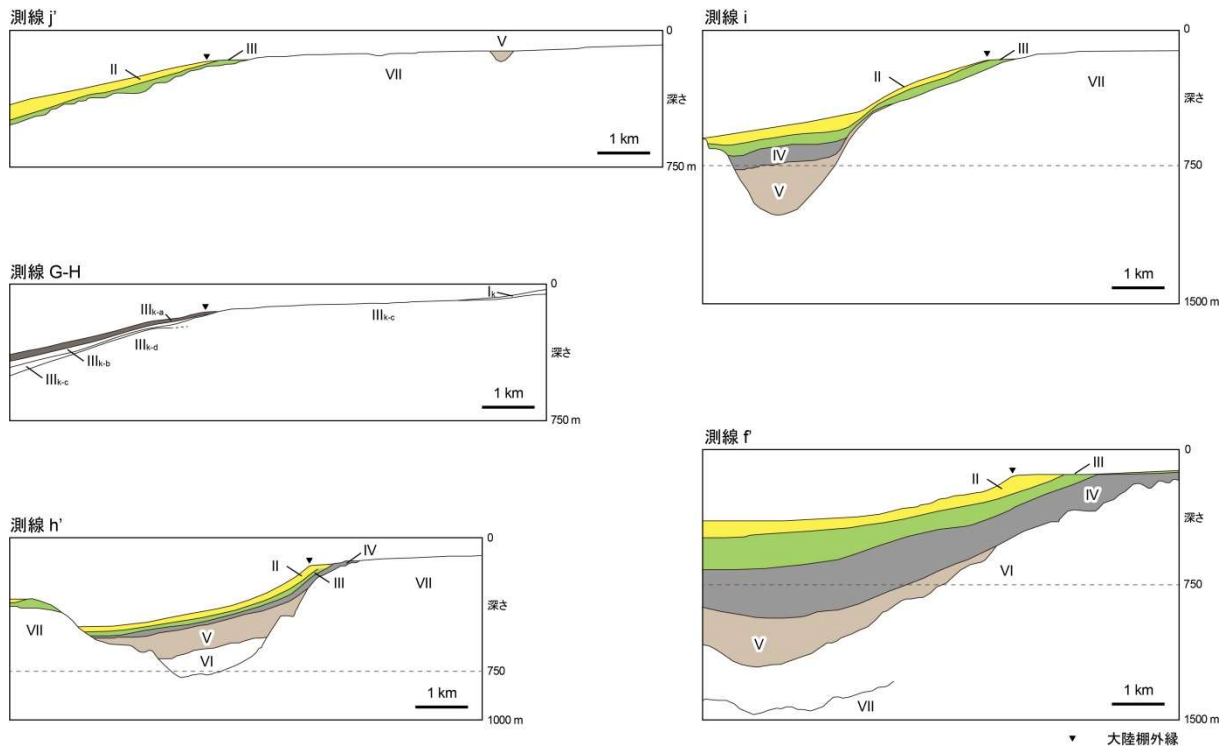


図 C-1 積丹半島南西岸沖の既存地質解釈断面

文献調査対象地区およびその周辺の大陸棚の地形・地質学的特徴をあらわす地質解釈断面の中から代表的なものを示す。測線の位置については、本編の図 4.1.8 を、地層の層序については図 2 をそれぞれ参照。測線 G-H について海上保安庁水路部（1979）により、測線 j', i, h', f については北海道電力（2015, 2017）による。これらの文献に示された大陸棚付近の地質解釈断面図をトレースして作成。測線 G-H については原図の縦横比を変更してトレースした。

地質時代			地層区分	
			北海道電力(2016)	海上保安庁水路部(1979)
第四紀	完新世		I	I _{K-a} I _{K-b} II _{K-a} II _{K-b} III _{K-a}
	更新世	後期	II	
		中期	III	
			前期	
		新第三紀	鮮新世	
中新世	VI		III _{K-b} III _{K-c} III _{K-d} IV _K	
古第三紀		漸新世		
	始新世			
	暁新世			
先古第三紀		VII		

図 C-2 積丹半島南西岸沖の地質層序

北海道電力（2016）の分析結果に基づき，海上保安庁水路部（1979）の III_{K-a} 層を前期更新世に対比した。

引用文献（添付資料 C）

- 北海道電力（2015）泊発電所の発電用原子炉設置変更許可申請書（3号発電用原子炉施設の変更）．
北海道電力（2016）第404回原子力発電所の新規制基準適合性に係る審査会合（2016年9月30日開催）．
北海道電力（2017）第491回原子力発電所の新規制基準適合性に係る審査会合（2017年7月28日開催）．
海上保安庁水路部（1979）沿岸の海の基本図（5万分の1）神威岬，海図，第6324号³．

添付資料 D 文献調査対象地区における河川－浅海底のシームレス地形断面図

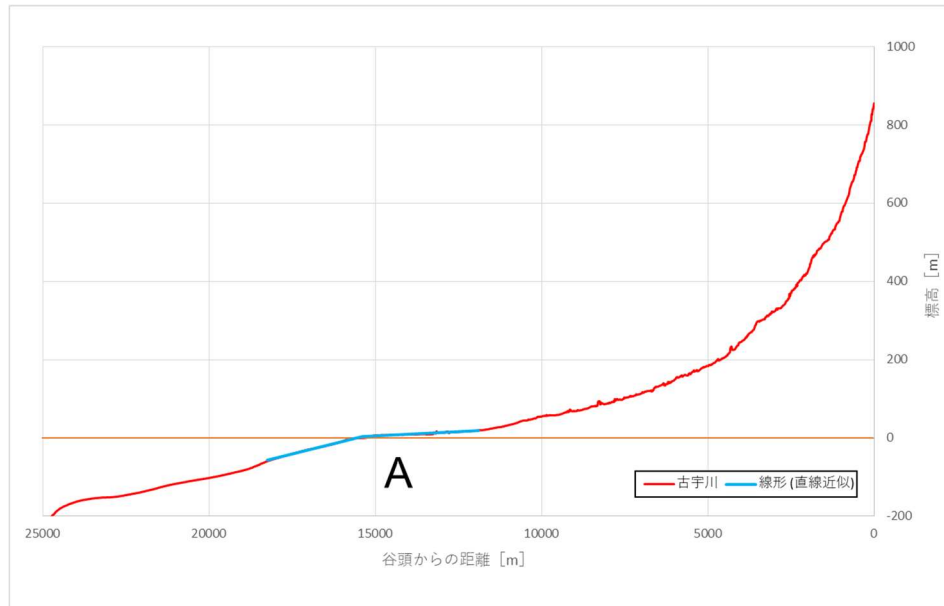


図 D-1 古宇川から浅海底にかけての縦断面図

アルファベットは、図 4.2-1 に示した海水準低下に対する河川の応答パターン A, B, C に対応。

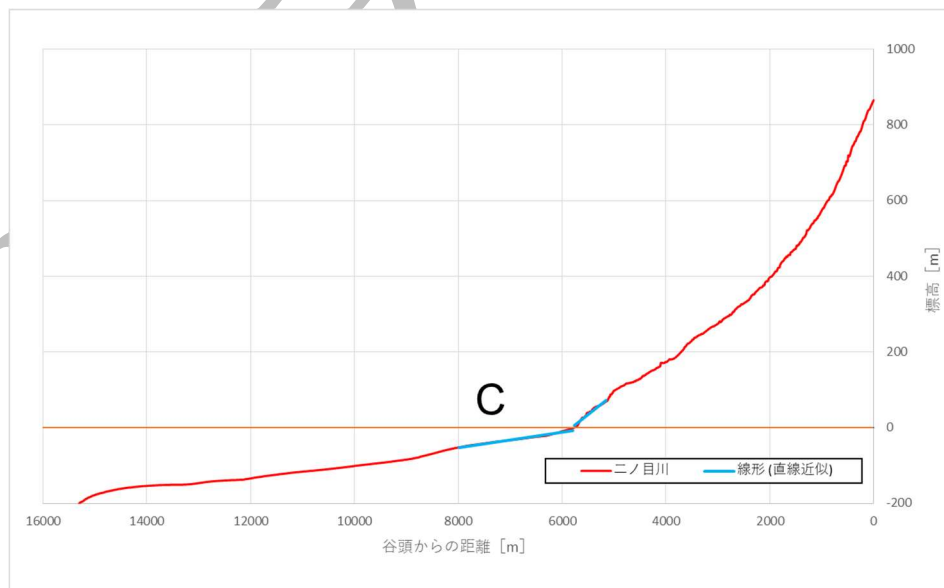


図 D-2 ニノ目川から浅海底にかけての縦断面図

アルファベットは、図 4.2-1 に示した海水準低下に対する河川の応答パターン A, B, C に対応。

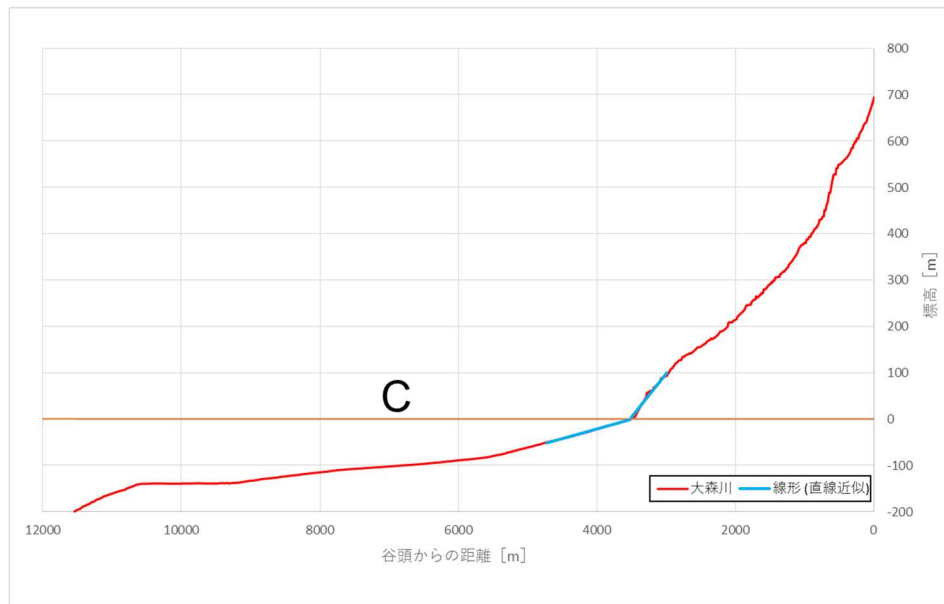


図 D-3 大森川から浅海底にかけての縦断面図

アルファベットは、図 4.2-1 に示した海水準低下に対する河川の応答パターン A, B, C に対応。

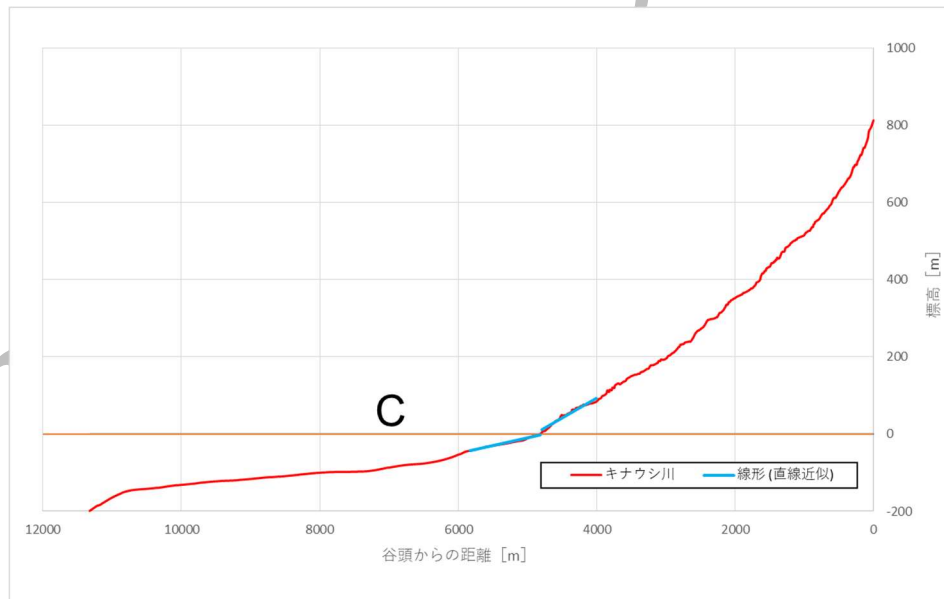


図 D-4 キナウシ川から浅海底にかけての縦断面図

アルファベットは、図 4.2-1 に示した海水準低下に対する河川の応答パターン A, B, C に対応。

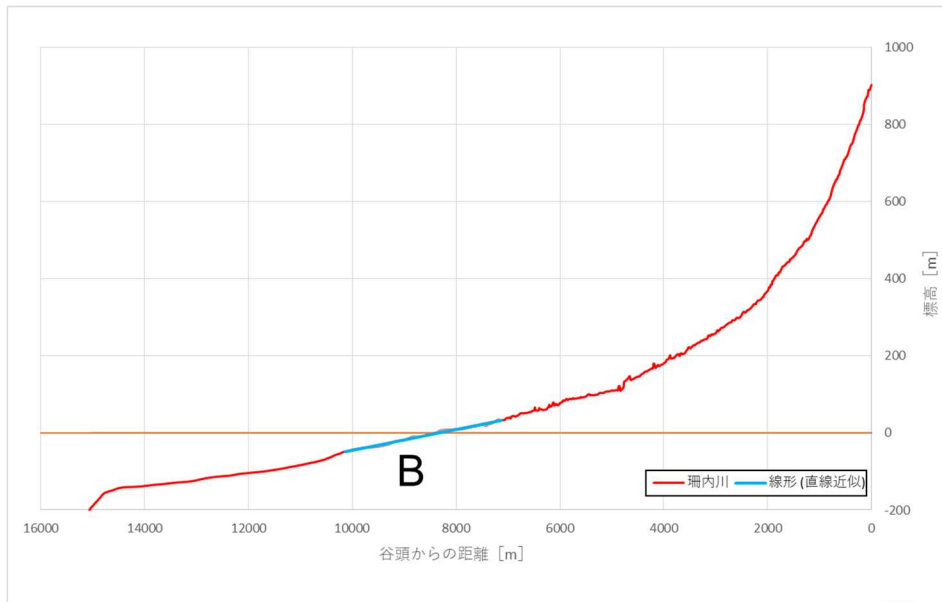


図 D-5 珊内川から浅海底にかけての縦断面図

アルファベットは、図 4.2-1 に示した海水準低下に対する河川の応答パターン A, B, C に対応。

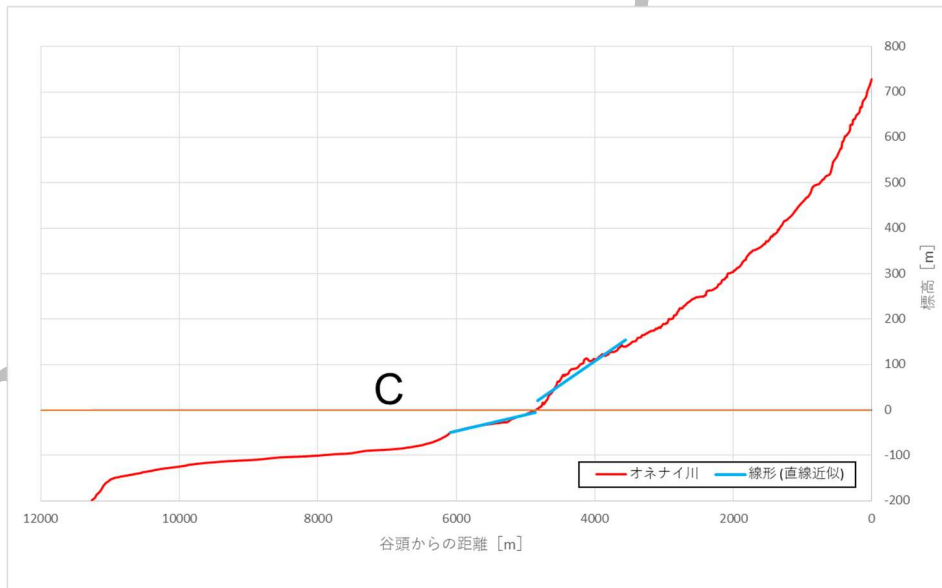


図 D-6 オネナイ川から浅海底にかけての縦断面図

アルファベットは、図 4.2-1 に示した海水準低下に対する河川の応答パターン A, B, C に対応。

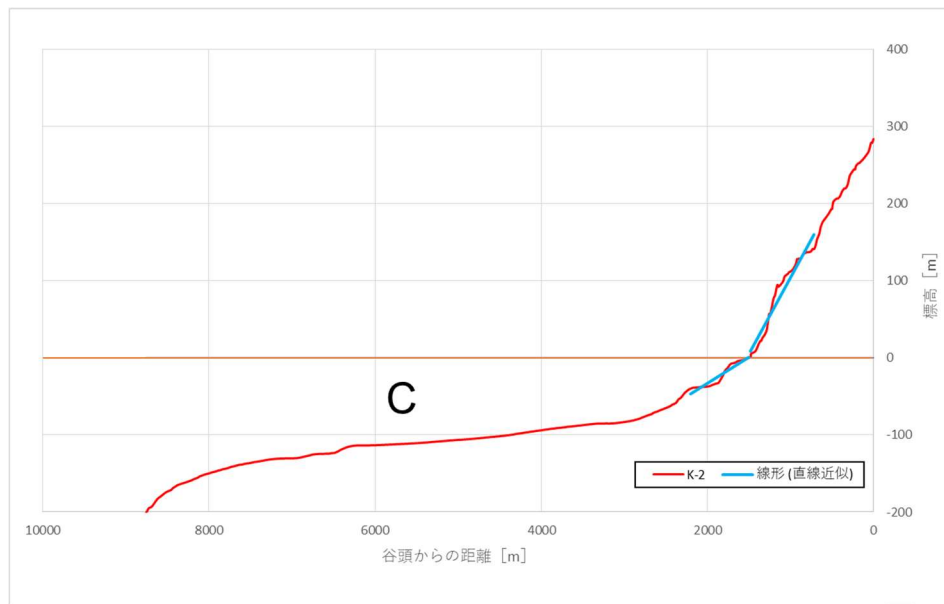


図 D-7 K-2 から浅海底にかけての縦断面図

アルファベットは、図 4.2-1 に示した海水準低下に対する河川の応答パターン A, B, C に対応。

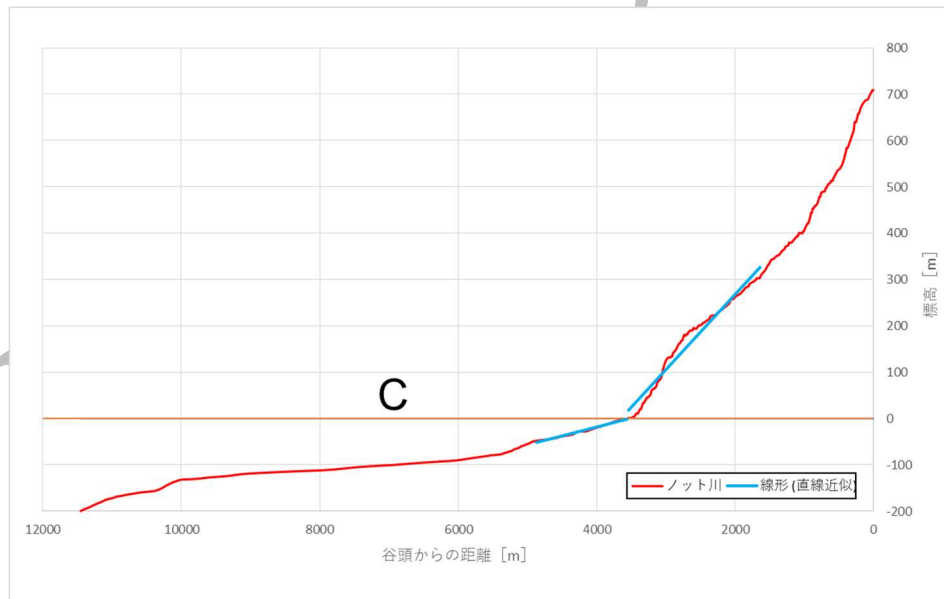


図 D-8 ノット川から浅海底にかけての縦断面図

アルファベットは、図 4.2-1 に示した海水準低下に対する河川の応答パターン A, B, C に対応。

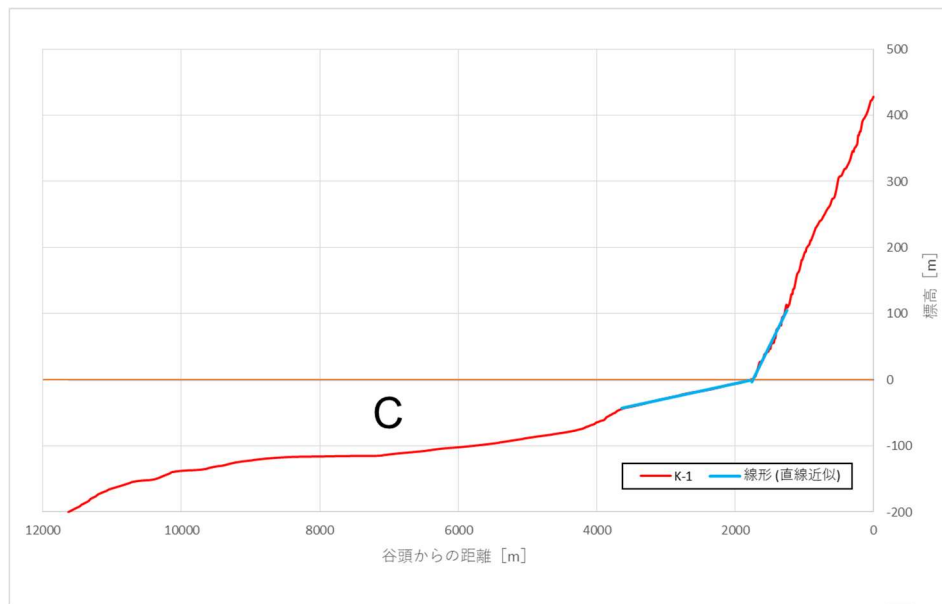


図 D-9 K-1 から浅海底にかけての縦断面図

アルファベットは、図 4.2-1 に示した海水準低下に対する河川の応答パターン A, B, C に対応。