

平成26～28年度助成事業

衛星画像を用いた浅海水深情報の把握の調査研究
(平成26～28年度)

平成29年3月

一般財団法人 日本水路協会

まえがき

この報告書は、当協会が日本財団からの事業助成金を受けて平成26年度～28年度に実施した「衛星画像を用いた浅海水深情報の把握の調査研究」の事業内容、成果等を取りまとめたものです。

本事業は、近年、仏国において衛星画像解析から得た水深情報が海図に採用されつつあることに着目し、衛星画像を利用して、沿岸域等の浅海水深の把握がどの程度の精度で把握できるかを検証することを目的としたものです。

初年度の平成26年度は、国内外での研究等の把握及び海外での衛星画像データの活用についての調査及び解析手法の開発を行い、衛星画像データを用いた水深解析手法に関する知見や試験的に実施した解析結果および解析精度をまとめました。

平成27年度は、解析手法を発展させ様々な海域等でテーマ別に精度検証を実施し、成果や課題について整理しました。

平成28年度は、本事業の中で開発した解析手法を実施するためのツールおよびマニュアルの作成を行い、また、衛星画像から得られた水深情報から等深線図の作成の試作を行うと共に、G空間 EXP02016に出展し衛星画像の新たな活用として情報発信を行いました。

本事業でご指導いただいた小松 輝久委員長を初め各委員の皆様、共同研究として一翼を担っていただきました海上保安庁海洋情報部のご担当の皆様及び調査、解析等を担当していただいた一般財団法人リモートセンシング技術センターの皆様に厚くお礼申し上げます。

平成29年3月

一般財団法人 日本水路協会

目 次

まえがき	
第1章 事業概要	1
1.1 事業の目的	1
1.2 事業の目標	1
1.3 事業実施期間	1
1.4 事業実施体制	2
1.5 専門家委員会	2
1.5.1 平成26年度第1回委員会	2
1.5.2 平成26年度第2回委員会	3
1.5.3 平成27年度第1回委員会	5
1.5.4 平成27年度第2回委員会	6
1.5.5 平成28年度第1回委員会	7
1.5.6 平成28年度第2回委員会	8
1.5.7 平成28年度第3回委員会	9
1.1 実施作業	10
1.2 本報告書の構成	12
第2章 水深情報抽出技術の概要	13
2.1 海図の水深	13
2.2 水路測量と測深	13
2.2.1 音響測深	14
2.2.2 航空レーザー測深	14
2.2.3 IHOの測量基準	15
2.3 衛星画像を用いた水深情報抽出技術の概要	15
2.4 参考文献	18
第3章 衛星画像データの取得と補正処理	19
3.1 衛星画像データの特徴	19
3.2 水深情報の取得に有効な衛星画像データ	20
3.3 衛星データの観測条件	23
3.4 幾何補正	27
3.5 放射量補正	29
3.5.1 放射輝度および反射率への変換	29
3.5.2 大気補正	30
3.5.3 水深の深い海域の輝度を利用する大気補正手法	31

3.5.4	同期観測値を用いた手法.....	31
3.5.5	放射伝達コードを用いた手法.....	32
3.5.6	Sunglint 補正.....	32
3.6	参考文献.....	34
第 4 章	SDB の作成方法の概略.....	36
4.1	基本的な解析手法の概要.....	36
4.2	学習用水深データと評価用水深データ.....	37
4.3	沿岸域の放射伝達.....	37
4.3.1	水柱 (water column) の光学的特性.....	38
4.3.2	海底面における反射.....	40
4.4	放射量解析による水深推定.....	43
4.4.1	Lyzenga モデル.....	43
4.4.2	Benny and Dawson の水深推定方法.....	45
4.4.3	Jupp の水深推定方法.....	45
4.4.4	Lyzenga の水深推定方法.....	46
4.4.5	Stumpf et al の水深推定方法.....	46
4.4.6	Lee モデルと inversion 法による水深推定.....	46
4.5	潮高補正.....	49
4.6	参考文献.....	53
第 5 章	海外および国内における専門家への訪問調査.....	55
5.1	目的.....	55
5.2	フランス海軍水路部訪問調査.....	55
5.2.1	具体的な訪問先等.....	55
5.2.2	訪問調査内容.....	56
5.3	オーストラリア水路部および CSIRO への訪問調査.....	60
5.3.1	訪問先等.....	60
5.3.2	訪問調査内容.....	61
5.4	山口大学神野研究室への訪問調査.....	64
5.4.1	訪問先等.....	64
5.4.2	訪問調査内容.....	64
5.5	訪問調査まとめ.....	66
第 6 章	SDB 解析手法の開発と実装.....	67
6.1	本研究調査における開発方針.....	67
6.2	SDB 作成方法.....	68
6.2.1	幾何補正.....	68
6.2.2	放射量補正.....	69

6.2.3. 放射量解析による水深算出.....	71
6.2.4. 潮高補正.....	72
6.3 解析システム.....	73
6.3.1 システム概要.....	73
6.3.2 幾何補正処理.....	75
6.3.3 学習データ作成処理.....	76
6.3.4 SDB 作成処理.....	77
6.3.5 潮高補正処理.....	80
6.3.6 放射量補正.....	81
6.3.7 水深学習画像の設定.....	81
6.3.8 水深推定.....	82
6.3.9 フィルタ処理.....	82
6.3.10 残差の算出.....	82
6.4 精度評価方法.....	82
6.5 解析限界水深の算出.....	84
6.6 まとめ.....	84
6.7 参考文献.....	84
第7章 SDB の解析および精度検証に使用したデータ.....	85
7.1 衛星画像.....	85
7.2 水路測量データ.....	101
第8章 SDB の解析試験と手法の比較.....	115
8.1 解析エリアと使用データ.....	115
8.3 解析結果.....	118
8.3.1 石垣沖解析結果.....	118
8.3.2 仙台沖解析結果.....	123
8.4 まとめ.....	126
第9章 石西礁湖における位置精度に関する調査.....	127
9.1 衛星画像データ.....	127
9.2 現地調査.....	131
9.3 幾何補正と水平位置精度の検証.....	143
第10章 SDB の適用限界に関する調査.....	146
10.1 実データを用いた調査.....	146
10.1.1 水深推定可能な最大水深についての調査.....	146
10.1.2 透明度と水深推定精度の関係の調査.....	151
10.2 シミュレーション調査.....	158
10.2.1 シミュレータ概要.....	159

10.2.2 HydroLight	159
10.2.3 SDB シミュレーション.....	160
10.2.4 シミュレーション結果.....	162
10.3 まとめ.....	169
10.4 参考文献.....	169
第 11 章 様々な海域における SDB の精度検証	170
11.1 海底面被覆物の影響調査.....	170
11.1.1 相差漁港周辺の解析結果.....	171
11.1.2 波照間の解析結果.....	175
11.2 透明度の影響調査.....	178
11.3 海底地形の影響調査.....	184
11.4 学習データの影響調査.....	186
11.5 まとめ.....	189
第 12 章 広域データの解析	190
12.1 広いエリアの衛星画像の解析.....	190
12.2 様々な海域の衛星画像の解析.....	195
12.3 まとめ.....	203
第 13 章 複数の衛星センサによる SDB の比較.....	205
13.1 衛星センサと使用データ	205
13.2 センサごとの SDB と精度.....	206
13.3 まとめ.....	207
第 14 章 等深線図の作成.....	210
14.1 等深線作成手順の概要.....	210
14.2 地表面のモデリング	211
14.3 等深線図の作成.....	212
14.4 まとめ.....	213
14.5 参考文献.....	213
第 15 章 総合考察.....	214
15.1 SDB の誤差と適用限界水深.....	214
15.2 SDB の誤差要因についての分析.....	215
15.2.1 誤差分布	215
15.2.2 輝度の低い画素の誤差.....	215
15.2.3 水平方向の位置ずれによる誤差.....	217
15.2.4 センサの感度ムラの影響.....	221
15.3 学習用水深データによる精度推定.....	222
15.4 使用した水路測量データに関する考察.....	224

第 16 章 まとめと将来の展望.....	229
-----------------------	-----

付録 BathymetryMapper 導入マニュアル	
-----------------------------	--

第1章 事業概要

本章では、本事業の概要として、事業目的や目標、実施期間、実施体制、専門家委員会、実施作業項目および本報告書の構成について説明する。

1.1 事業の目的

本事業は、近年、仏国において衛星画像解析から得た水深情報を海図に採用されつつあることに着目し、衛星画像を利用して、沿岸域等の浅海水深の把握がどの程度の精度で把握できるかを検証することを目的としたもので、平成 26 年度から平成 28 年度の 3 年間で実施した。

1.2 事業の目標

衛星画像を利用して、沿岸域等の浅海水深の把握がどの程度の精度で把握できるかを検証する。

既に仏国水路部では衛星画像解析からの水深情報(等深線等)を海外領土の海図に採用している。我が国でも一部の大学等で衛星画像からの水深解析の研究が進められているが、各国の情勢を踏まえた海図等への水深採用に関する研究は皆無である。

東日本大震災時のような、広域に亘る災害発生時の被災港湾における航路障害物調査には、現時点では船による音響測深または航空機によるレーザー測深で対応しているが、広域の調査には相当な時間を要する。

衛星画像を用いて浅海域の水深変化や航路障害物の散乱状況等の概要が把握できれば、船による詳細調査の必要な海域の選別や航路啓開等の災害対応を行う関係者への情報提供を迅速に行うことにより早急な緊急物資の輸送が可能になる。

また、衛星画像を使用した概要調査は、現地インフラの復旧に関係なく、実施可能である。

このように衛星画像を用いた水深解析は、海路による被災地への緊急物資の早期輸送開始に大きく貢献することが期待される。

また、水路協会が海図を参考に作成しているプレジャーボート・小型船用の参考図(Y チャート)、港湾案内(S ガイド)、航海用電子参考図(new pec)等の、海図が刊行されていない海域での等深線描画のデータとしても期待される。

更に、衛星画像は、国内外を問わず得られることから、世界中の必要な浅海域の水深情報を把握することが可能になる。このため、測量能力の貧弱な途上国にとっても強力な調査ツールとなる。

1.3 事業実施期間

平成 26 年 4 月 1 日～平成 29 年 3 月 31 日

1.4 事業実施体制

本事業は、一般財団法人日本水路協会と海上保安庁との共同研究事業であり、その研究調査に関する主な業務を、一般財団法人リモート・センシング技術センターが一般財団法人日本水路協会から受託して実施した。本事業の実施体制を図 1.1 に示す。専門家委員会は一般財団法人日本水路協会によって設置、運営され、研究調査計画、調査研究成果は専門家委員会において評価された。

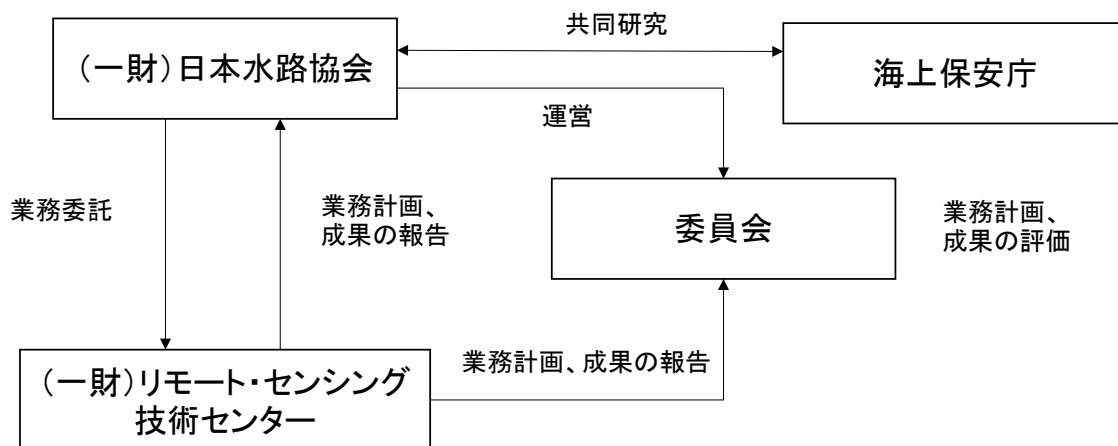


図 1.1 実施体制

1.5 専門家委員会

本事業の実施計画、実施結果については、年 2、3 回の専門家委員会で報告し、専門家委員の方々の意見、助言をいただいた。専門家委員は海域における衛星画像解析や音響計測解析の専門家、一般財団法人日本水路協会および海上保安庁の代表者で構成された。

1.5.1 平成 26 年度第 1 回委員会

(1) 日時

平成 26 年 6 月 11 日 (水) 10 時 - 12 時

(2) 場所

海上保安庁海洋情報部 10 階 中会議室

(3) 出席者

委員:

- | | |
|-------|--------------------------|
| 小松 輝久 | (東京大学大気海洋研究所 准教授) |
| 鯉淵 幸生 | (東京大学大学院 新領域創成科学研究科 准教授) |
| 長屋 好治 | (海上保安庁 海洋情報部 技術・国際課長) |
| 岩淵 洋 | (海上保安庁 海洋情報部 海洋調査課長) |

松本 良浩 (海上保安庁 海洋情報部 技術・国際課 海洋研究室 上席研究官)
小嶋 哲哉 (海上保安庁 第十一管区海上保安本部 海洋情報企画調整官)
加藤 晴太郎 (一般財団法人日本水路協会 専務理事)

【欠席】

平譚 享 (北海道大学大学院 水産科学研究院 准教授)

事務局：

明石 龍太 (一般財団法人日本水路協会 調査研究部長)
鈴木 直子 (一般財団法人日本水路協会 調査研究部)
坂田 英一 (一般財団法人リモート・センシング技術センター 研究開発部長)
佐川 龍之 (一般財団法人リモート・センシング技術センター 研究開発部 研究員)
小野 清孝 (一般財団法人リモート・センシング技術センター ソリューション事業部 係長)
元村 和史 (一般財団法人リモート・センシング技術センター ソリューション事業部 研究員)

(4) 議題

- ・実施事業について
- ・事業概要
- ・平成 26 年度実施計画

(5) 概要

第 1 回委員会では、事務局より調査研究実施計画についての説明を行われた。実施予定項目のうち「新規撮影衛星画像の調達」については、水深の解析に使用する衛星画像の調達について新規観測が想定されていたが、アーカイブの衛星画像データについて調査した結果、アーカイブ画像のみで調査予定海域をすべてカバーすることができることが明らかとなったため、新規撮影は行わないこととなった。また、「水槽実験」については、水槽実験の代わりに大学等から提供された光学特性に関するデータを利用することに変更された。その他の実施予定項目については、計画通り実施することが了承された。

1.5.2 平成 26 年度第 2 回委員会

(1) 日時

平成 27 年 1 月 29 日 (木) 10 時 - 12 時

(2) 場 所

海上保安庁海洋情報部 10階 中会議室

(3) 出 席 者

委 員：

小松 輝久 (東京大学大気海洋研究所 准教授)
鯉渕 幸生 (東京大学大学院 新領域創成科学研究科 准教授)
平譚 亨 (北海道大学大学院 水産科学研究院 准教授)
長屋 好治 (海上保安庁 海洋情報部 技術・国際課長)
岩渕 洋 (海上保安庁 海洋情報部 海洋調査課長)
松本 良浩 (海上保安庁 海洋情報部 技術・国際課 海洋研究室 上席研究官)
小嶋 哲哉 (海上保安庁 第十一管区海上保安本部 海洋情報企画調整官)
加藤 晴太郎 (一般財団法人日本水路協会 専務理事)

事務局：

明石 龍太 (一般財団法人日本水路協会 調査研究部長)
鈴木 直子 (一般財団法人日本水路協会 調査研究部)
坂田 英一 (一般財団法人リモート・センシング技術センター 研究開発部長)
佐川 龍之 (一般財団法人リモート・センシング技術センター 研究開発部 研究員)
小野 清孝 (一般財団法人リモート・センシング技術センター ソリューション事業部 係長)
元村 和史 (一般財団法人リモート・センシング技術センター ソリューション事業部 研究員)

(4) 議 題

・平成 26 年度調査研究実施報告について

(5) 概 要

第 2 回委員会では、事務局より調査研究実施報告が行われた。本年度は主に、文献調査、訪問調査および試験解析を実施したが、衛星画像の解析方法などについて議論が行われた。衛星画像から得られた水深情報については、IHO でも用いられている Satellite Derived Bathymetry (SDB) という呼称を本事業でも同様に用いることが了承された。

また、SDB の和名について、本事業では、衛星画像推定水深という呼称を用いることが決定された。

1.5.3 平成 27 年度第 1 回委員会

(1) 日 時

平成 27 年 6 月 4 日 (木) 10 時 - 12 時

(2) 場 所

海上保安庁海洋情報部 10 階 中会議室

(3) 出 席 者

委 員 :

小松 輝久 (東京大学大気海洋研究所 准教授)
平譯 享 (北海道大学大学院 水産科学研究院 准教授)
神野 有生 (山口大学大学院 理工学研究科 助教)
長屋 好治 (海上保安庁 海洋情報部 技術・国際課長)
岩渕 洋 (海上保安庁 海洋情報部 海洋調査課長)
松本 良浩 (海上保安庁 海洋情報部 技術・国際課 海洋研究室 上席研究官)
加藤 晴太郎 (一般財団法人日本水路協会 専務理事)

【欠席】

鯉渕 幸生 (東京大学大学院 新領域創成科学研究科 准教授)
小嶋 哲哉 (海上保安庁 第十一管区海上保安本部 海洋情報企画調整官)

事務局 :

平岩 恒廣 (一般財団法人日本水路協会 調査研究部長)
鈴木 直子 (一般財団法人日本水路協会 調査研究部)
坂田 英一 (一般財団法人リモート・センシング技術センター 研究開発部長)
佐川 龍之 (一般財団法人リモート・センシング技術センター 研究開発部 研究員)
小野 清孝 (一般財団法人リモート・センシング技術センター ソリューション事業部係長)
元村 和史 (一般財団法人リモート・センシング技術センター ソリューション事業部研究員)

(4) 議 題

- ・ 事業概要
- ・ 平成 27 年度実施計画

(5) 概 要

第 1 回委員会では、事務局より事業概要および調査研究実施計画についての説明が

行われた。本年度は様々な海域でテーマ別精度検証を行うが、検証海域の選定やシミュレーションを用いた精度検証についての議論が行われた。各実施予定項目は、専門家委員の意見を反映させた上で計画通り実施することが了承された。

1.5.4 平成 27 年度第 2 回委員会

(1) 日 時

平成 28 年 3 月 11 日(金) 10 時 - 12 時

(2) 場 所

海上保安庁海洋情報部 10 階 中会議室

(3) 出 席 者

委 員

小松 輝久 (東京大学大気海洋研究所 准教授)
鯉渕 幸生 (東京大学大学院 新領域創成科学研究科 准教授)
神野 有生 (山口大学大学院 理工学研究科 助教)
西澤 あずさ (海上保安庁 海洋情報部 技術・国際課 海洋研究室長)
岩渕 洋 (海上保安庁 海洋情報部 海洋調査課長)
松本 良浩 (海上保安庁 海洋情報部 技術・国際課 海洋研究室 上席研究官)
小嶋 哲哉 (海上保安庁 第十一管区海上保安本部 海洋情報企画調整官)
伊藤 正巳 (一般財団法人日本水路協会 専務理事)

【欠席】

平譚 享 (北海道大学大学院水産科学研究院 准教授)

事務局：

平岩 恒廣 (一般財団法人日本水路協会 調査研究部長)
鈴木 直子 (一般財団法人日本水路協会 調査研究部)
坂田 英一 (一般財団法人リモート・センシング技術センター 研究開発部長)
佐川 龍之 (一般財団法人リモート・センシング技術センター 研究開発部 主任
研究員)
小野 清孝 (一般財団法人リモート・センシング技術センター ソリューション事
業部 主査)
元村 和史 (一般財団法人リモート・センシング技術センター ソリューション事
業部 研究員)

(4) 議 題

・平成 27 年度調査研究実施報告について

(5) 概要

第2回委員会では、事務局より事業概要の説明および調査研究実施報告が行われた。衛星画像の位置精度、衛星画像のバンド数および画像中の雲や底質の分布などが解析結果に与える影響、画像補正方法、学習に用いた測深データなどについて議論が行われた。本年度の結果からいくつか課題が出てきたが、課題の一部は次年度引き続き検討することとなった。

また、事務局より次年度は新技術の応用に向けた情報発信を行うことの追加検討についての説明が行われた。

1.5.5 平成28年度第1回委員会

(1) 日時

平成28年6月17日(金) 13時30分 - 15時00分

(2) 場所

中央合同庁舎第4号館 420会議室

(3) 出席者

委員:

小松 輝久 (東京大学大気海洋研究所 准教授)
平譚 享 (北海道大学大学院 水産科学研究院 准教授)
神野 有生 (山口大学大学院 理工学研究科 助教)
加藤 幸弘 (海上保安庁 海洋情報部 技術・国際課長)
長屋 好治 (海上保安庁 海洋情報部 海洋調査課長)
松本 良浩 (海上保安庁 海洋情報部 技術・国際課 海洋研究室 上席研究官)
江上 亮 (海上保安庁 第十一管区海上保安本部 海洋情報企画調整官)
伊藤 正巳 (一般財団法人日本水路協会 専務理事)

【欠席】

鯉渕 幸生 (東京大学大学院 新領域創成科学研究科 准教授)

事務局:

平岩 恒廣 (一般財団法人日本水路協会 調査研究部長)
稲葉 美枝 (一般財団法人日本水路協会 調査研究部 主任)
坂田 英一 (一般財団法人リモート・センシング技術センター 研究開発部長)
佐川 龍之 (一般財団法人リモート・センシング技術センター 研究開発部 主任
研究員)
小野 清孝 (一般財団法人リモート・センシング技術センター ソリューション事

業部 主査)

出原 真理子 (一般財団法人リモート・センシング技術センター 研究開発部 研究員)

(4) 議 題

- ・事業概要について
- ・平成 28 年度実施計画について

(5) 概 要

平成 28 年度第 1 回委員会では、まず事務局より事業概要の説明があり、新技術の応用について国際協力や民間との共同事業などについて専門家委員との意見交換が行われた。次に事務局より本年度の調査研究実施計画の説明があり、精度検証に用いる衛星画像のセンサの種類や SDB の解析ソフトウェアに関する議論が行われた。各実施予定項目は、専門家委員の意見を反映させた上で計画通り実施することが了承された。

1.5.6 平成 28 年度第 2 回委員会

(1) 日 時

平成 28 年 11 月 21 日 (月) 13 時 30 分 - 15 時 30 分

(2) 場 所

中央合同庁舎第 4 号館 420 会議室

(3) 出 席 者

委 員 :

- | | |
|-------|----------------------------------|
| 小松 輝久 | (東京大学大気海洋研究所 准教授) |
| 鯉渕 幸生 | (東京大学大学院 新領域創成科学研究科 准教授) |
| 平譚 享 | (北海道大学大学院 水産科学研究院 准教授) |
| 神野 有生 | (山口大学大学院 理工学研究科 助教) |
| 加藤 幸弘 | (海上保安庁 海洋情報部 技術・国際課長) |
| 長屋 好治 | (海上保安庁 海洋情報部 海洋調査課長) |
| 松本 良浩 | (海上保安庁 海洋情報部 技術・国際課 海洋研究室 上席研究官) |
| 江上 亮 | (海上保安庁 第十一管区海上保安本部 海洋情報企画調整官) |
| 伊藤 正巳 | (一般財団法人日本水路協会 専務理事) |

事務局 :

- | | |
|-------|-----------------------|
| 平岩 恒廣 | (一般財団法人日本水路協会 調査研究部長) |
|-------|-----------------------|

- 稲葉 美枝 (一般財団法人日本水路協会 調査研究部 主任)
- 坂田 英一 (一般財団法人リモート・センシング技術センター 経営企画部長)
- 佐川 龍之 (一般財団法人リモート・センシング技術センター 研究開発部 主任研究員)
- 小野 清孝 (一般財団法人リモート・センシング技術センター ソリューション事業部 主査)
- 出原 真理子 (一般財団法人リモート・センシング技術センター 研究開発部 研究員)

(4) 議題

- ・平成 28 年度調査研究実施中間報告について
- ・事業報告書案について
- ・G 空間 EXPO への出展について

(5) 概要

第 2 回委員会では、RESTEC より調査研究実施報告の説明および開発した解析ツールの実演を行った。SDB の精度、誤差要因、空間分解能の与える影響や解析ツールの機能について専門家委員より質問、意見があり議論が行われた。また、日本水路協会より事業報告書と G 空間 EXPO への出展について説明があった。

1.5.7 平成 28 年度第 3 回委員会

(1) 日時

平成 29 年 2 月 28 日 (月) 10 時 00 分 - 12 時 00 分

(2) 場所

中央合同庁舎第 4 号館 420 会議室

(3) 出席者

委員:

- 小松 輝久 (東京大学大気海洋研究所 准教授)
- 神野 有生 (山口大学大学院 理工学研究科 助教)
- 加藤 幸弘 (海上保安庁 海洋情報部 技術・国際課長)
- 長屋 好治 (海上保安庁 海洋情報部 海洋調査課長)
- 松本 良浩 (海上保安庁 海洋情報部 技術・国際課 海洋研究室 上席研究官)
- 江上 亮 (海上保安庁 第十一管区海上保安本部 海洋情報企画調整官)
- 伊藤 正巳 (一般財団法人日本水路協会 専務理事)

【欠席】

鯉渕 幸生 (東京大学大学院 新領域創成科学研究科 准教授)
平譚 享 (北海道大学大学院 水産科学研究院 准教授)

事務局：

平岩 恒廣 (一般財団法人日本水路協会 調査研究部長)
稲葉 美枝 (一般財団法人日本水路協会 調査研究部 主任)
山之口 勤 (一般財団法人リモート・センシング技術センター つくば事業所
ALOS 系解析研究グループ グループリーダー)
佐川 龍之 (一般財団法人リモート・センシング技術センター 研究開発部 主任研
究員)
小野 清孝 (一般財団法人リモート・センシング技術センター ソリューション事業
部 主査)
出原 真理子 (一般財団法人リモート・センシング技術センター 研究開発部 研究員)

(4) 議題

- ・最終報告について
- ・事業報告書案について
- ・ソフトウェアの配布について

(5) 概要

第 3 回委員会では、事務局より調査研究実施に関する最終報告および事業報告書案の説明が行われた。SDB の精度や衛星画像の取得条件などについて議論が行われた上、事業報告書案について専門家委員の了承が得られた。

また、事業終了後も成果物を活用して SDB の普及に貢献していくために、事務局より本事業で作成したソフトウェアおよびマニュアルの配布計画についても説明があり、専門家委員の賛同が得られた。

1.1 実施作業

本事業において実施したの年度ごとのスケジュールを表 1.1～表 1.3 に示す。各年度の実施作業内容は、以下の通りである。

(1) 平成 26 年度

国内外での研究等の把握及び海外での衛星画像データの活用について調査及び解析手法の開発を実施した。報告書では調査によって得られた衛星画像データを用いた水深解析手法に関する知見や試験的に実施した解析結果および解析精度をまとめた。

(2) 平成 27 年度

解析手法を発展させ様々な海域等でテーマ別に精度検証を実施し、成果や課題につ

いて整理した。

(3) 平成 28 年度

本事業の中で開発した解析手法を実施するためのツールおよびマニュアルの作成を行った。また、衛星画像から得られた水深情報から等深線図の作成の試作も行った。さらに 3 年間の成果を総括して本報告書にまとめた。

表 1.1 平成 26 年度実施作業

平成26年度衛星画像を用いた浅海域水深情報の把握調査研究作業予定表													
項番	業務内容	4月	5月	6月	7月	8月	9月	10月	11月	12月	1月	2月	3月
1000	調査実施計画書作成		↔										
2000	文献調査		←	→									
3000	訪問調査			←	→								
4000	解析手法の開発						←	→					
4100	衛星画像の調達、試験解析						←	→					
4200	シミュレーション画像の試作									←	→		
5000	現地調査			↔									
6000	水槽実験							↔					
7000	作業部会			▲				▲				▲	
8000	委員会			▲								▲	
9000	成果物納品												★

表 1.2 平成 27 年度実施作業

平成27年度衛星画像を用いた浅海域水深情報の把握調査研究作業実施表													
項番	業務内容	4月	5月	6月	7月	8月	9月	10月	11月	12月	1月	2月	3月
1000	調査実施計画書作成		↔										
2000	放射伝達モデルに基づく衛星画像シミュレータの改修			←	→								
3000	実データおよびシミュレータを用いた手法の限界調査			←	→								
4000	様々な海域のテーマ別精度確認				←	→							
5000	解析手法の改良			←	→								
6000	広域データの解析								←	→			
7000	解析結果の評価									←	→		
8000	作業部会			▲				▲				▲	
9000	委員会			▲									▲
10000	成果物納品												★

表 1.3 平成 28 年度実施作業

平成28年度衛星画像を用いた浅海域水深情報の把握調査研究作業実施表													
項番	業務内容	4月	5月	6月	7月	8月	9月	10月	11月	12月	1月	2月	3月
1000	調査実施計画書作成			←→									
2000	解析手法の最適化				←			→					
3000	解析結果の検証、問題点抽出						←	→					
4000	ツール／マニュアルの作成					←			→				
5000	等深線図の試作								←	→			
6000	解析結果の評価									←	→		
7000	報告書作成											←	→
8000	作業部会			▲						▲		▲	
9000	委員会			▲					▲			▲	
10000	成果物納品												★

1.2 本報告書の構成

本報告書では、はじめに第1章で本事業の概要について紹介した。第2章では、水深の定義や既存の測深技術および衛星画像による水深情報取得技術の概要について述べた。第3章では、衛星画像データの特徴や取得時の注意点および衛星画像の前処理にあたる補正処理について、第4章では、既存のSDBの作成方法の概略についてそれぞれ説明した。第5章では、国内外の訪問調査結果についてそれぞれまとめた。第6章では、本事業で開発、実装したSDBの作成方法および解析システムの概要について説明した。第7章では、本事業で使用した衛星画像データや水路測量データなどのデータについてまとめた。第8章では3つのSDB解析手法の比較結果を示した。第9章では、石西礁湖における位置精度に関する調査結果についてまとめた。第10章から第13章では、SDBの適用限界や精度について様々な海域における調査や複数の衛星センサを用いた調査を行った。第14章では等深線図の試作結果について示し、第15章ではSDBに関する総合的な考察を行った。そして第16章では、まとめと将来の展望について示した。

第2章 水深情報抽出技術の概要

本章では、水深の定義や既存の測深技術および衛星画像による水深情報取得技術の概要について紹介する。

2.1 海図の水深

ここでは衛星画像解析によって求められた水深の海図等への採用を目的の一つとしているので、海図における水深について理解しておく必要がある。陸上の水準測量では、平均水面を基準として標高が定められているが、海の測量の成果を表す海図（nautical chart）では陸上と異なる基準面が用いられる（図 2.1）。海図に示されている海岸線はその地の最高水面の汀線であるが、水深は最低水面（DL）からの深さで表される。すなわち最低水面はこの海域においてこれ以上低くならないと考えられる水面と見なしてよい。水深をこのような基準面に従って表すのは、航行上の安全のためである。

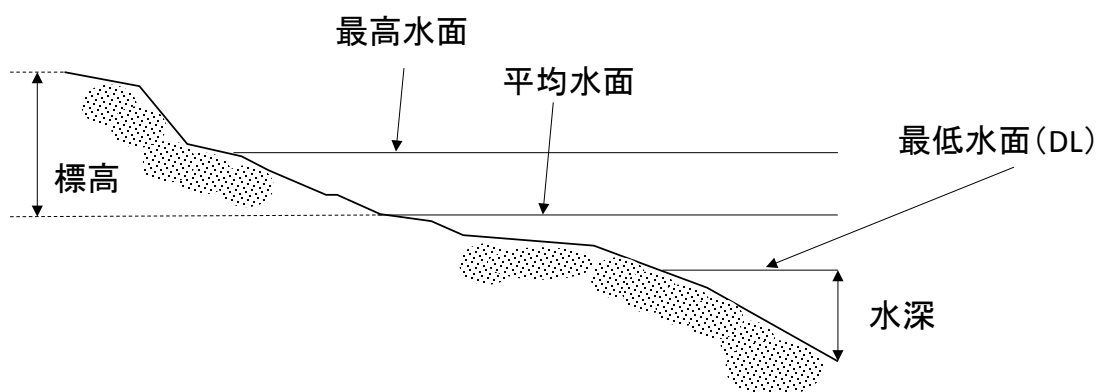


図 2.1 水深と基準面

2.2 水路測量と測深

海図は水路測量により計測されたデータに基づいて作成される。水路業務法によると、水路測量とは「水域の測量及びこれに伴う土地の測量並びにその成果を航海に利用させるための地磁気の測量」と定義されており、主として海上保安庁または海上保安庁長官の許可を得たものによって実施される。

水路測量では、測深は原則音響測深によって行われるが、近年航空レーザー測深技術も取り入れつつある。本研究調査でもこれらのデータを参照データとして使用するが、ここでは、音響測深技術および航空レーザー測深の概略を説明し、水路測量における測深精度の基準についても紹介する。

2.2.1 音響測深

水路測量における測深には原則音響測深が用いられる。音響測深の方法は、水路測量技術テキスト（2014）、海洋調査技術マニュアル（2003）にまとめられており、ここでもそれらの文献を参照した。

音響測深機は、発信部から発生された超音波が海底から反射して戻ってくるまでの時間の差から、発信部と海底との距離を求める装置である。実際には、測量船に設置された音響測深器により、ある測線上を走る船の下の海底までの水深が連続的に記録されるようになっている。音響測深器は、50～200kHz の高周波の超音波を発信する装置と、これを受信して記録紙に記録する装置からできている。

一般に周波数が高いほど海底の表面から反射し、低いほど海底より少しもぐってから反射してくる。そのため、底質を調査するためのものは低周波の超音波が用いられる。

音響測深機を使用して水深を正確に測る場合には様々な補正を行う必要がある。すなわち、音響測深機の送受波器の位置の補正、潮汐の補正、海中の音速度の変化の補正（水温や深度によって海中の音速が仮定音速の 1,500m/s からずれている場合の補正）、波浪の影響の補正、斜距離の補正等があり、これらの補正を適切に行うことによって初めて正確な水深値が得られる。また、音響測深は音波を送受信する方式によってシングルビーム音響測深、多素子音響測深、マルチビーム音響測深に大別される。

マルチビーム音響測深は、測量船から海底に向けて広角に鋭い指向性の音波ビームを多数出し、海底の反射エコーを角度ごとに捉えて、音波の往復時間と水中音速度から水深を計測する。一度に多数の水深が得られるため、一般には船の航跡に沿って水深の 3 倍以上の幅で海底地形を明らかにすることができる。

また、刻々変わる測量船の位置は測位衛星（GPS）とディファレンシャル GPS 局からのデータで精密に決定する。

音響測深は信頼性の高い手法であるが、一方で、浅海域では原理上測深効率が悪くなることや潜在的な暗岩礁等の不安から極浅海域では測量艇の接近が困難といった課題もある。

2.2.2 航空レーザー測深

航空機によるレーザー測深は、通常測量船が座礁の危険などで進入できない海岸付近の極めて浅い海域を迅速に測量するために用いられている。航空レーザー測深技術については、穀田（2001a; 2001b; 2001c）および浅田（2003）がまとめられており、ここでもこれらの文献を参照した。

航空レーザー測深の基本原理は、航空機に搭載した Lidar（Laser Rader）から送信されたレーザーパルスの海面および海底からの反射を検出し、パルス波が往復に要した時間に基づき水深を求めるというものである。

一般に、海洋性の清明な海水では 480nm 付近の波長を持つ光の減衰率が最も低く、より深

くまで透過する。また、沿岸性の海水では、530nm 付近の波長の光が比較的透過しやすいことが知られている。このため、航空レーザー測深機に使用されるレーザーの波長は、近赤外領域 (IR) の 1064nm とグリーン領域の (G) の 532nm の 2 種類が使われている。

レーザー送信機から発射され、海面に到達した二つの波長のレーザーパルスのうち、IR ビームは海水中に数 cm 程度透過するが、大部分は海面で散乱し、後方散乱した一部が測深機の受信窓に帰ってくる。すなわち IR レーザーは、海面の位置測定に使われる。一方、G ビームのレーザーパルスは海水中に透過し、水中で散乱、減衰しながら海底へ到達する。海底で反射した G ビームパルスは入射時と同様の経路を経て受信窓に到達する。G ビームレーザーは、海底位置の決定に用いられ、IR で求めた海面位置との関係から水深が決定する。

航空レーザー測深機の位置と姿勢は、GPS と慣性測定装置の組み合わせにより求める手法が採用されており、誤差は 1m 程度と考えられる。

航空レーザー測深は、音響測深の場合と異なり、水深が浅くなっても測深幅が減少しないメリットがある。一方、光は水中で減衰するため、航空レーザー測深は、光が海底に届く条件として水深が浅く海水の透明度が良い沿岸域に限定される。

2.2.3 IHO の測量基準

水路測量の基準は国際水路機関 (IHO: International Hydrographic Organization) 発行の S-44 で決められているものがあり、海図への測深データの基準として採用されている。S-44 では、水平位置および深さの測定の誤差についての 95%信頼区間の最大許容値を決めており、対象海域により大きく 4 つの級に区別されるが、水深 100m 未満の浅海域では、1 級に区分される値が用いられ、次式で定義される。

水平位置の測定の誤差の限度 (THU: Total horizontal uncertainty)

$$\pm(5 + 0.05 * d) \quad (\text{m}) \quad (2.1)$$

深さの測定の誤差の限度 (TVU: Total vertical uncertainty)

$$\pm\sqrt{0.5^2 + (0.013 * d)^2} \quad (\text{m}) \quad (2.2)$$

ここで、d は水深である。

2.3 衛星画像を用いた水深情報抽出技術の概要

衛星画像とは、人工衛星に搭載されたセンサにより観測された画像データであり、人工衛星の軌道や搭載センサの種類により得られるデータの性能や用途が異なってくる。

人工衛星は、軌道の高度より大きく、高々度静止衛星、高度測位衛星、中高度軌道衛星、低高度帰還衛星に分けられるが、水深の解析には、高度 300-1000km の位置する中高度軌道

衛星をプラットフォーム（飛行体）とした衛星データが利用される。なお、航空機、気球などのプラットフォームはさらに高度が低い大気圏飛行体に分類される。

これらのプラットフォームに搭載される代表的なセンサは使用する電磁波の種類により大きく3種類に分けられる（図 2.2）。

①太陽の光の反射や放射を測る〈光学センサ〉

太陽の光（人間の目に見えない紫外線や近・中間・熱赤外までを含む）が物にあたり反射した光を測る。また、対象物から放出（放射）している熱を測る。

②センサから発射するマイクロ波を使って、対象物が反射するマイクロ波を測る〈能動型マイクロ波センサ〉

自らマイクロ波を地球に向けて発射し、対象物から反射されて戻って来るマイクロ波を測る。マイクロ波は雲の影響が少ないので、光学センサでは困難な「夜間」や「悪天候時」にも観測ができるという特徴がある。主に合成開口レーダ（SAR）と降雨レーダ（PR）の2種類がある。

③対象物が放射するマイクロ波を測る〈受動型マイクロ波センサ〉

物はその種類とその状態によって異なるマイクロ波を放射する。これを測るセンサで、能動型マイクロ波センサと同様、光学センサでは困難な「夜間」や「悪天候時」にも観測ができるという特徴がある。

これらのセンサで取得されたデータのうち、特に画像として提供されるデータを衛星画像と呼ぶが、水深の算出には、光学センサによって計測された衛星画像を用いる。

近年、衛星搭載光学センサの性能の向上に伴い、衛星画像を用いた水深情報抽出技術の研究開発が注目されている。フランス海軍水路部においては実用化もされ、衛星画像から得られた海底地形を Satellite Derived Bathymetry（SDB）と呼んでおり、IHOの会議等でもこの呼称が使われているため、本研究調査でも同様に SDB という用語を用いる。なお、SDBの和名について、本事業では、衛星画像推定水深と呼ぶことにした。

光学センサを航空機に搭載して得られた画像データは空中写真または航空写真と呼ばれるが、光学センサ画像の解析による水深推定は、空中写真解析が、1970年代から衛星画像解析に先行して開始されてきた。空中写真解析が先行してきた背景には、同じレベルのセンサを搭載しても人工衛星に搭載する場合と比較し空間分解能が高いことや大気中での光の減衰の影響が少ないことなどが挙げられる。

図 2.3 に WorldView-2 という光学センサの衛星画像における水深の浅い場所と深い場所を示した例を示す。水深が深い場所は光の水中での減衰量が大きいため暗く、逆に浅い場所は水中での減衰が小さいために明るく見えることがわかる。このことは、光学リモートセ

ンシングにおける水深推定手法の背景にある理論を示している。

水中で距離 p を通過した光の強さ I_d は次式で表される。

$$I_d = I_0 \exp(-pK) \quad (2.3)$$

ここで、 I_0 は入射光の強さであり、 K は水中での光の減衰率を表す拡散消散係数で、波長により異なる値をとる。すなわち、光は水中において指数関数的に減衰していく。この基本理論に基づいて、リモートセンシングでは水深を算出する。最も単純なケースとして、水深 d において光が海面から垂直に海底まで到達し戻ってきた場合には p は $2d$ となる。

しかし、実際には、光の水中における減衰率は海域によって一定ではなく、海底面の反射率も海底面の被覆物によって異なるなど、様々な要因がセンサで受信される光の量に影響を与える為、その過程の解明は複雑である。水中における光の特性や水深の推定方法に関する具体的な説明は 4 章で述べる。

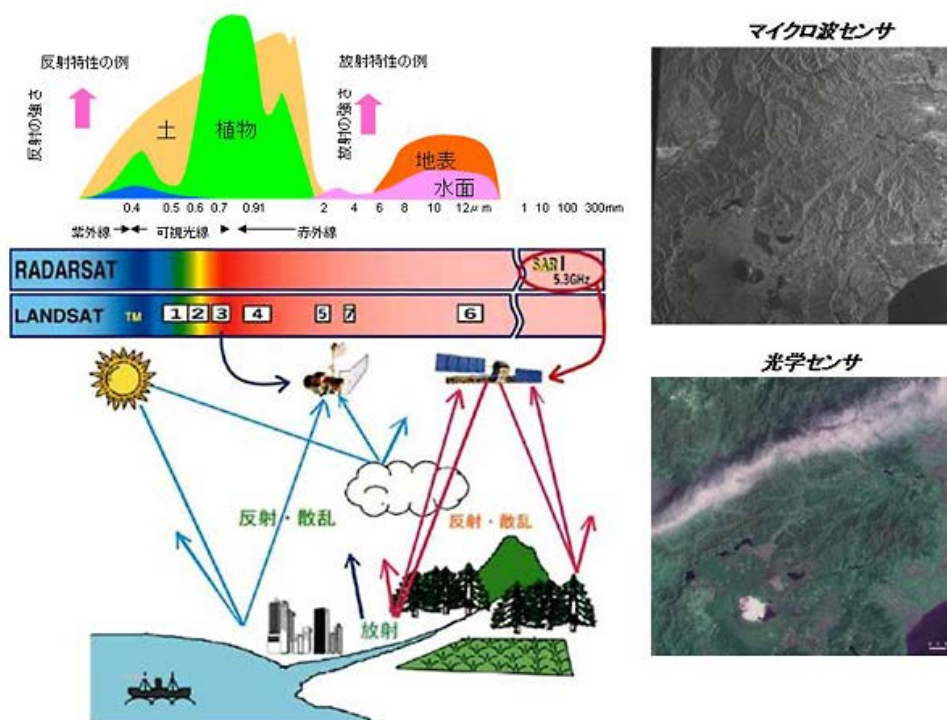


図 2.2 地球観測衛星のセンサと計測対象

出典

一般財団法人リモート・センシング技術センター (<http://www.restec.or.jp/>)

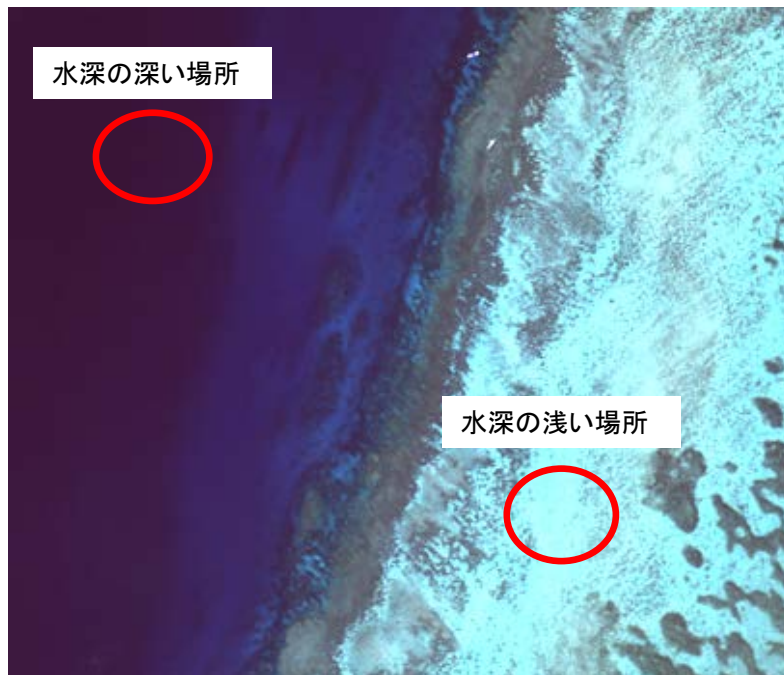


図 2.3 衛星画像における水深の深い場所と浅い場所の例

2.4 参考文献

浅田昭, 山本富士夫, 徳山英一, 矢島広樹, 2003, 海洋調査フロンティア増補版
測深技術の現状, 海洋調査技術, 15(1), 37-77.

一般財団法人日本水路協会編, 水路測量技術テキスト, 2014, 水路測量第1巻, 一般財団法人日本水路協会, 東京都.

穀田昇一, 2001a, 沿岸調査に新手法の導入 -航空レーザー測深-(1), 水路, 117, 2-12.

穀田昇一, 2001b, 沿岸調査に新手法の導入 -航空レーザー測深-(2), 水路, 118, 6-12.

穀田昇一, 2001c, 沿岸調査に新手法の導入 -航空レーザー測深-(3), 水路, 119, 8-18.

社団法人海洋調査協会編, 2003, 海洋調査技術マニュアル-深浅測量-, 社団法人海洋調査協会, 東京都.

水路業務法 (昭和二十五年四月十七日法律第百二号), <http://law.e-gov.go.jp/htmldata/S25/S25H0102.html>.

International Hydrographic Organization (eds), 2008, IHO STANDARDS FOR HYDROGRAPHIC SURVEYS Special Publication No. 44, International Hydrographic Bureau, Monaco.

Edwards A. J. (eds), (2000), Remote sensing handbook for tropical coastal management, UNESCO, Paris.

第3章 衛星画像データの取得と補正処理

本章では、水深情報の抽出に使用する衛星画像データの特徴やデータ取得の際に配慮すべき条件について言及する。また、水深算出を行う前に実施すべき、基本的な画像補正についても説明する。

3.1 衛星画像データの特徴

衛星画像のデータは画素と呼ばれる矩形のデータが集まることで画像を形成している。光学センサの場合、1つの画素は対応する地表エリアからの放射輝度値のデータを記録しており、濃淡のレベルで表される。画像データの質はセンサの性能によって決まる。

センサの性能を表す指標としては主に地上分解能（または空間分解能）、センサのカバーする波長帯（バンド）が挙げられる。地上分解能は判別できる最小の空間単位を表し、1画素の一辺が対応する地表の距離で表される（図 3.1）。バンドは感度域が狭く、バンド数が多いほど詳細な情報が得られる。代表的な光学センサの空間分解能とバンドについて図 3.2 に示す。また、放射量感度に関する指標として、センサの最小検知感度と最大検知感度の差（ダイナミックレンジ）およびセンサ入力信号中の有効な信号と雑音の比（SN比）などがある。

各画素が示す地表の位置情報は画像データに付帯しているか、付属の観測情報などから計算することができるが、位置精度はプロダクトレベルや幾何補正方法によって異なる。詳細については幾何補正の項で説明する。

このほか、センサの観測幅や、回帰日数も実利用の計画の際に重要な要素となる。

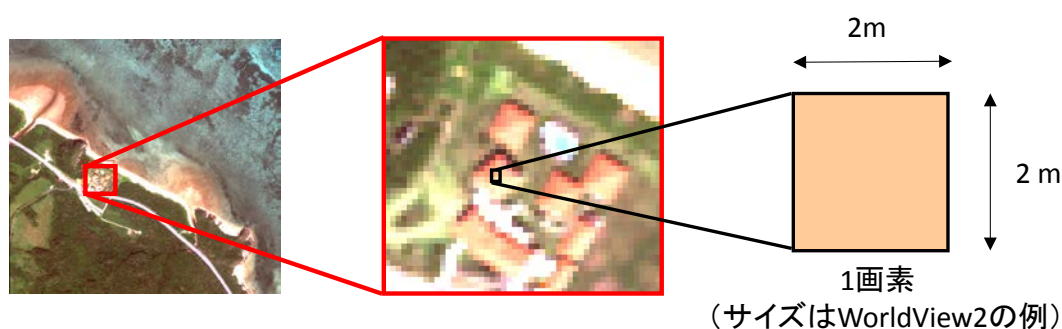


図 3.1 衛星画像の空間分解能

WorldView-2 衛星で撮影した可視バンド画像の例（左）、そのクローズアップ（中）、画像を構成する画素（右）。衛星画像の各画素は地表面に対応する空間スケールをもち、画素の一辺が対応する実際の地表での距離で表され、これを地上分解能と呼ぶ。WorldView-2 衛星のマルチスペクトル画像の場合、直下視の地上分解能は 1.84m であるが、製品としては 2.0m の解像度で提供される。

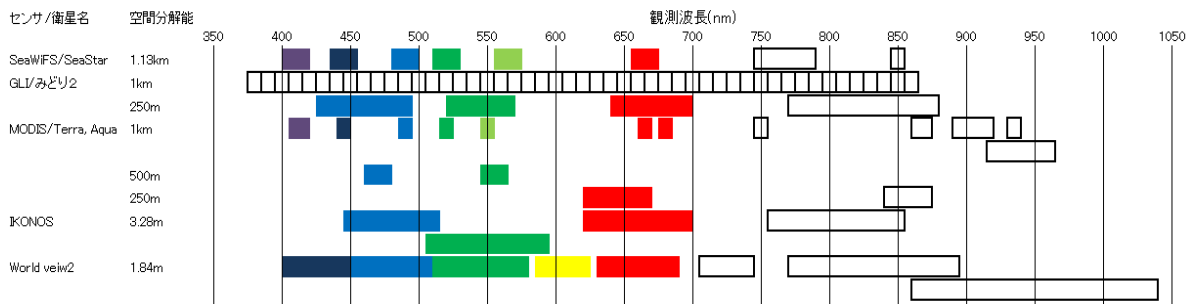


図 3.2 各衛星センサの観測波長帯と空間分解能

観測波長に示す各矩形はセンサの波長帯（バンド）を表わす。可視域（GLIを除く400～700nm）の矩形は各波長域の代表色で示した。MODIS（1km）、IKONOS および WorldView-2 では隣り合う観測波長帯が一部重なる。

3.2 水深情報の取得に有効な衛星画像データ

水深情報の取得に有効と考えられる衛星観測センサを表 3.1 にまとめた。地球観測衛星の光学センサは可視域から近赤外に 4 つから 8 つ程度のバンドをもつものがほとんどである。地上分解能は数 km から約 60cm までと幅広いセンサが存在する。沿岸海域の研究に使用されてきた衛星には地上分解能の高い、ALOS/AVNIR2、IKONOS-2、WorldView-2（マルチスペクトルバンドの地上分解能はそれぞれ順に 10m, 3.2m, 1.84m）などがある。海底を分類するには水中での光の透過率の高い可視域（400 nm から 700nm）に多くのバンドがあることが望ましいが、上記のセンサでは、ALOS/AVNIR2、IKONOS-2 は可視域のバンド数は 3 つ、WorldView-2 が 6 つである。可視域に多くのバンドをもつセンサには、OrbView-2 衛星の SeaWiFS や Aqua 衛星の MODIS-Aqua など海色センサと呼ばれるものがあるが、これらのセンサは地上分解能が 1000m 程度と低く、沿岸から数 km 程度までの浅海域の海底地形を把握するには不十分である。

表 3.1 水深情報の取得に有効な衛星画像データの諸元

衛星名	地上分解能（パンクロ/マルチ） 観測幅 回帰日数	波長帯域 (nm)	打ち上げ日
ALOS/AVNIR-2	10 m 70 km 46 日	青:420-500 緑:520-600 赤:610-690 近赤外:760-890	2006/01/24 (2011/05/12 運用終了)
Formosat-2	2 m / 8 m 24 km 1 日	パンクロ:450-900 青:450-520 緑:520-600 赤:630-690	2004/05/20

		近赤外:760-900	
GeoEye-1	0.41 m / 1.64 m 15.2 km 3日以内	パナクロ:450-900 青:450-510 緑:510-580 赤:655-690 近赤外:780-920	2008/09/06
IKONOS-2	0.82 m / 3.2 m 11.3 km 1~3日	パナクロ:450-900 青:445-516 緑:505-595 赤:632-698 近赤外:757-853	1999/09/24 (2015/03/31運用終了)
Landsat-5	15 m / 30 m 185 km 16日	パナクロ:520-900 1:450-520 2:530-610 3:630-690 4:780-900 5:1550-1750 6:2090-2350 7:1040-1250	1999/04/15
Landsat-8	15 m / 30 m 185 km 16日	1:433-453 2:450-515 3:525-600 4:630-680 5:845-885 6:1560 - 1660 7:2100 - 2300 8 (パナクロ) :500-680 9:1360 - 1390	2013/2/12
Pleiades-HR(1A / 1B)	0.5 m / 2.8 m 20 km 26日	パナクロ:480-820 青:430-550 緑:490-610 赤:600-720 近赤外:750-950	2011/12/17 2012/12/1 (2機体制)
QuickBird	0.61 m / 2.4 m 16.5 km	パナクロ:450-900 青:450-520	2001/10/19 (2015/01/27運用終了)

	1~3.5日 (緯度により変動)	緑:520-600 赤:630-690 近赤外:760-900	
RapidEye	6.5 m 77 km 5.5 日	青:440-510 緑:520-590 赤:630-685 近赤外:760-850 レッドエッジ:690-730	2008/08/29
Sentinel-2	10~60 m	1:443 2:490 3:560 4:665 5:705 6:740 7:775 8:842 8a:865 9:940 10:1375 11:1610 12:2190	2015/06/23
SPOT-6/7	1.5 m / 8m 60km 26 日	パナクロ:455-745 青:450-520 緑:530-590 赤:625-695 近赤外:760-890	2012/09/09 (6) 2014/06/30 (7)
SkySat-1, 2, 3	0.85 m / 2 m 2 km 1.5~3 時間 (24 機体制時)	パナクロ:450-900 青:450-515 緑:515-595 赤:605-695 近赤外:740-900	2013/11/21 (1) 2014/07/09 (2) 2014/06/20 (3)
WorldView-2	0.46 m / 1.84 m 17.7 km 1.1 日	パナクロ:450-800 コースタル:400-450 青:450-510 緑:510-580 黄:585-625	2009/10/08

		赤:630-625 レッドエッジ:630-690 近赤外 1:770-895 近赤外 2:860-1040	
WorldView-3	0.31 m / 1.24 m 13.1km 1 日以下	パンクロ:450-800 コースタル:400-450 青:450-510 緑:510-580 黄:585-625 赤:630-625 レッドエッジ:630-690 近赤外 1:770-895 近赤外 2:860-1040	2014/08/13

出典 日本スペースイメージング株式会社 (<http://www.spaceimaging.co.jp/>)

宇宙技術開発株式会社 (<http://www.sed.co.jp/>)

株式会社パスコ (<http://www.pasco.co.jp/>)

一般財団法人リモート・センシング技術センター (<http://www.restec.or.jp/>)

独立行政法人産業総合研究所 (<http://www.aist.go.jp/>)

価格表ガイド DigitalGlobe 製品、NTT データ製品 (株式会社エヌ・ティ・ティ・データ)

3.3 衛星データの観測条件

衛星画像から水深情報を抽出するには、解析に適した条件下で観測された衛星画像を用いることが重要である。理想的な条件はいくつかあるが、ここでは以下に詳細を示すように、主に雲量、波、透明度、日時の4つの条件を考慮する。

① 雲量

対象が雲に覆われていない条件下で観測された画像を用いなければならない。アーカイブ画像を用いる場合には、プロバイダの提供する画像検索機能により被雲率を設定したり、サンプル画像を目視判断することで最適な画像を選定することができる。例えば図 3.3 において、左の画像は下部の沿岸が雲に覆われており海岸線も見えていないが、右側の画像では海岸線が明確に見えていることから解析に適していることが分かる。

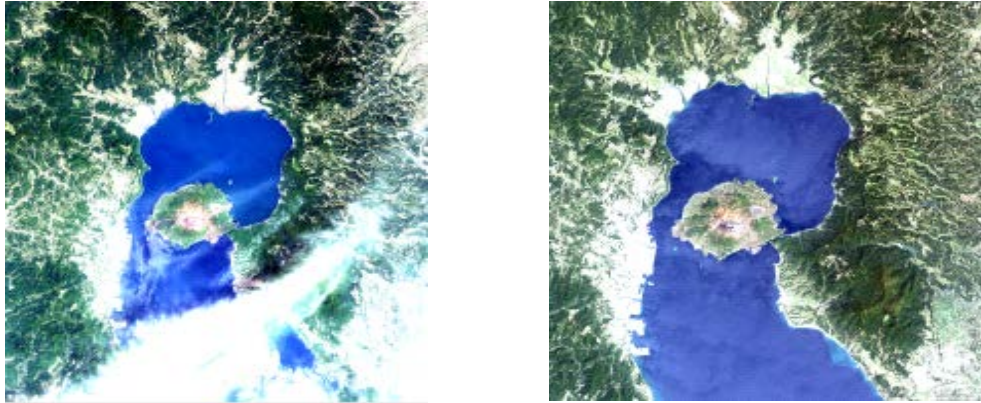


図 3.3 雲量による画像選定 (左図は雲が多く不適切)

日本全国の地域・時期別の快晴データの取得率を比較した結果を表 3.2 と図 3.4 に示す。本結果は、Landsat5 号が取得した 17 年間のデータを用いたものである。秋山ら (2003)¹⁾は 20%以上の雲があるとその部分が解析に使用できず、および地上に投影された影の部分も解析できないとし、雲量 20%を解析に使用可能とみなす限度としている。また、年間を通じて太平洋側が良く、関東・東海では 11 月～4 月期に特に高く、5 月～10 月期に低いなど、地域よる季節的な違いがあることを示し、全国通年で、雲量 0%の画像が得られた割合は 1.27%、20%以下の画像が得られた割合は 4.9%であった。

表 3.2 ランドサット 5 号 TM データ取得率

表 1 日本全国を 6 ブロックに分けた雲量別ランドサット 5 号 TM データ取得率の夏季(5～10月)平均, 冬季(11～4月)平均, 通年平均

	5-10月平均(%)			11-4月平均(%)			通年平均(%)		
	0% CCR0	1-20% CCR20	0-20% CCR≤20	0% CCR0	1-20% CCR20	0-20% CCR≤20	0% CCR0	1-20% CCR20	0-20% CCR≤20
北海道・東北(太平洋側)	1.38	5.61	6.99	1.87	4.78	6.65	1.62	5.21	6.83
北海道・東北(日本海側)	0.84	4.48	5.32	0.83	3.01	3.84	0.83	3.77	4.60
関東・東海	0.16	4.25	4.41	2.72	10.00	12.72	1.40	7.02	8.42
北陸・山陰・九州日本海側	1.31	5.12	6.43	1.52	4.62	6.14	1.41	4.88	6.29
瀬戸内・四国・九州太平洋側	1.31	5.23	6.54	1.67	5.53	7.20	1.48	5.38	6.86
種子屋久・沖縄	0.00	2.29	2.29	0.53	0.70	1.23	0.25	1.52	1.78

地域名(シーン数): パス-ロウ

北海道・東北(太平洋側)(11): 105-29, 105-30, 106-29, 106-30, 106-31, 107-29, 107-30, 107-31, 107-32, 107-33, 107-34

北海道・東北(日本海側)(7): 108-28, 108-39, 108-30, 108-31, 108-32, 108-33, 108-34

関東・東海(太平洋側)(6): 107-35, 107-36, 108-35, 108-36, 109-36, 109-37

北陸・山陰・九州(日本海側)(9): 109-34, 109-35, 110-35, 111-35, 112-35, 112-36, 113-36, 113-37, 113-38

瀬戸内・四国・九州(太平洋側)(6): 110-36, 110-37, 111-36, 111-37, 112-37, 112-38

種子屋久・沖縄(3): 112-39, 113-41, 113-42

各雲量割合の衛星画像データの取得割合 = 各雲量割合のデータ数 / 全取得周期データ数 × 100 (%)

出典 秋山ら (2003)

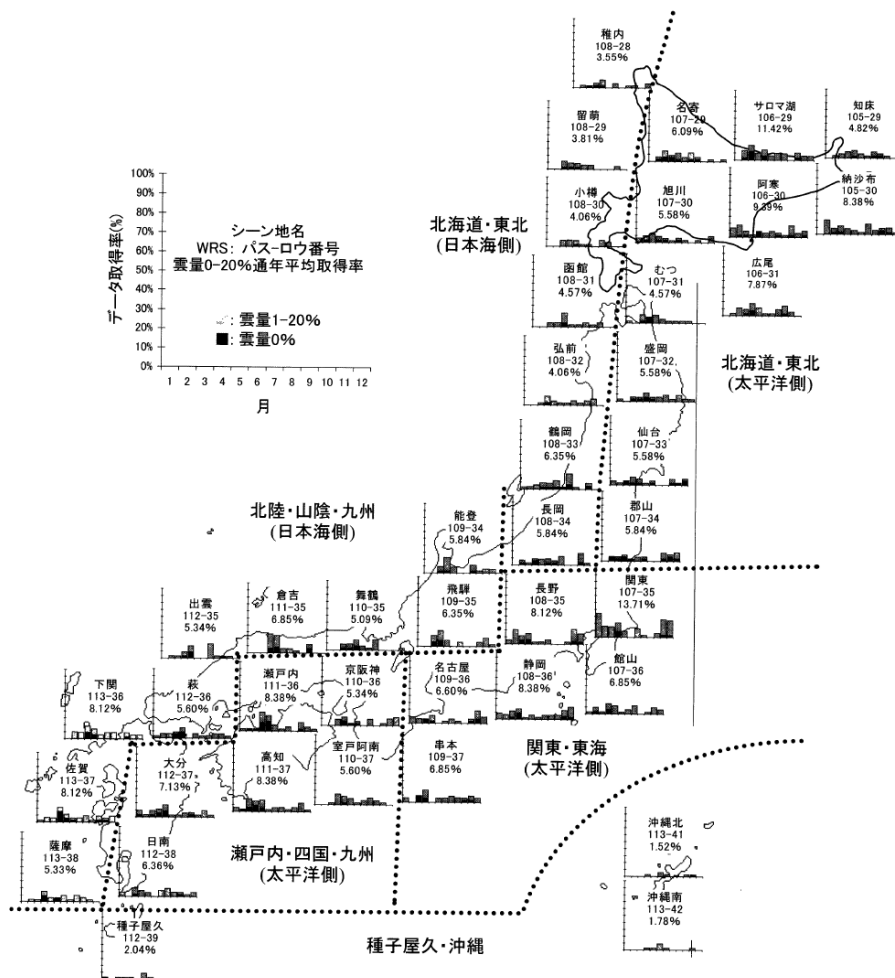


図1 日本全国42シーン (1984年4月~2001年6月)

図 3.4 日本全国 42 シーンによるランドサット 5 号 TM データ取得率

出典 秋山ら(2003)

②透明度による画像選定

海の透明度も解析に影響を及ぼす。海域の透明度が低い場合、太陽光の水中での減衰が大きく、水深の深い場所まで光が届かない。そのため、解析可能な範囲が水深のごく浅い場所に狭まってしまふ。透明度の高い画像を選定するには、季節の変わり目など沿岸海域が濁りやすい時期を避け、目視判読によって海底のコントラストがはっきりしているものを選ぶ(図 3.5)。

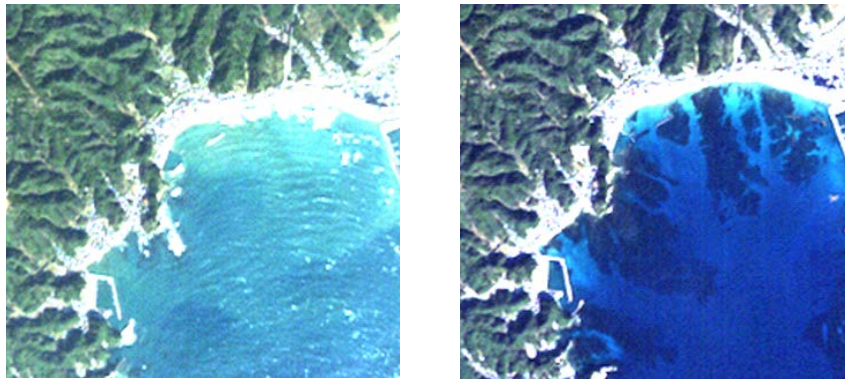


図 3.5 透明度による画像選定 (左図は透明度が低く不適切)

③波による画像選定

海面の波が大きい時に撮影された画像では、海底面からの反射光が識別しにくく、正確な解析が困難である。そのため、目視判読や、撮影時の波や風速などの気象情報を元に、波の影響が少ない画像を選定する (図 3.6)。

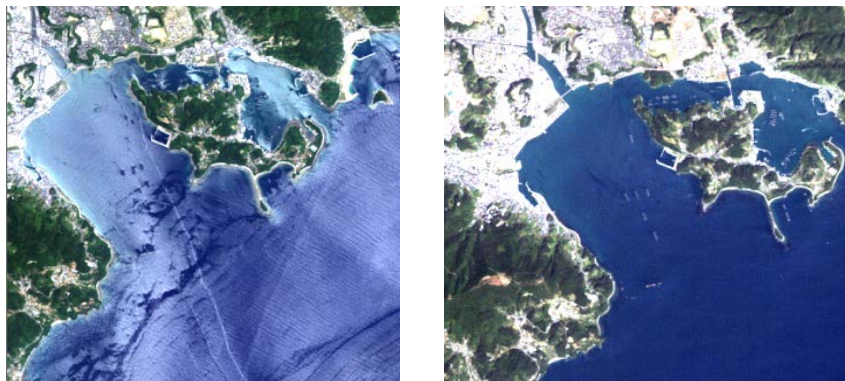


図 3.6 波による画像選定 (左図は波が大きく不適切)

④観測日時

観測日時は、①から③までの条件を含む様々な観測条件に影響を与える。まず、①の点では、夏場は雲が発生しやすく悪条件である可能性が高い。次に、②の点では、春、秋は鉛直流により植物プランクトンが発生し、透明度が低下する可能性がある。③については、地域的な傾向があるが、例えば日本海側の冬は波の高い日が多い傾向にある。このほかにも、夏は放射輝度値が高く情報量が多いなど、観測日時は、様々な要因と結びつくため、一概にどの時期がよいか判断できない。

観測日時が及ぼすもう一つの影響として、海面で鏡面反射する太陽の直達光 (sunglint) がある。sunglint は、太陽と衛星センサ、海面の関係の幾何的な条件を満たす日時に発生するが、海面に波やうねりがない理想的条件下については、衛星軌道情報などから該当日時を特定することができ、その前後の日時を避けることで、sunglint の影響も避けることができる。

3.4 幾何補正

画像の幾何補正とは幾何学的歪みがある画像からその歪みを除去することをいう。ここでは、衛星画像上の座標と対象物の地理座標との対応関係を求めることを幾何補正とする。

画像が持つ幾何学的歪みは、センサ内部の歪み、センサ外部の歪み、画像投影面に起因する歪み、および地図投影法に起因する歪みの4つに分類できる。図 3.7 にセンサ内部とセンサ外部の歪みに対する補正手順の概略を示す。なお、画像投影面と地図投影法に起因する歪みは、画像座標系の定義と利用する地図投影法による幾何学的歪みの表現の違いであるため、ここでは取り扱わない。

センサ内部の歪みの除去は、センサ補正と呼ばれる。センサの機構に起因する歪みで、その量は衛星打ち上げ前の試験等により得られ、データ配信元がセンサ補正済み画像として提供することが一般的である。センサ補正の段階では、地上の位置情報とは結びつけられていない。

センサ外部の歪みは画像の幾何学的歪みの多くを占め、衛星や航空機などのセンサを搭載するプラットフォームに起因する歪みと地表面地形に起因する歪みがある。

まず、プラットフォームに起因する歪みの補正とは、プラットフォームの位置や姿勢情報を用いて、画像情報に地理的な位置情報を付与（地図投影）することある。プラットフォーム補正精度はその位置や姿勢の制御精度に起因し、ユーザーが補正を行う場合も、補正前画像に添付される位置と姿勢情報を用いた補正となる。

次に、地形に起因する歪みの補正とは、主に地形起伏に関する情報により、地理的な位置情報を再補正することである。ユーザーは目的に応じた精度を得るための補正項目（地形補正、GCP 補正およびオルソ補正）および補助データ（DEM や GCP）を選択する必要がある。地形補正は理論的な補正式を用いて補正するため、系統的補正（システム補正）と呼ばれる。

また、GCP 補正では、画像と実際の地表面において相互に同一であると認識できる点を一致させることで、座標変換を行う。GCP 補正は画像と地上面座標の対応関係だけを用いて数学的に決定するため、非系統的補正（ブラックボックス補正）とも呼ばれる。GCP の数、適応範囲等により精度は異なるため、補正対象域に応じてユーザーが独自に GCP 補正を行うことが多い。オルソ補正は、地表面の起伏による画像歪みを補正し、地図と重ね合わせができるように精密に幾何補正する処理である。ピクセルの緯度、経度、および高さの値に対する係数（RPC : Rational Polynomial Coefficient）がデータ配布元から提供されている場合、RPC と任意の高精度 DEM や GCP を使用してオルソ補正済み画像を作成することができる。但し、オルソ補正は地表面の起伏に対する補正であり、海域における幾何補正では基本的に必要としない。海岸線を含む海域でオルソ補正を行う場合には、海岸線起伏に対応した高精度な DEM と GCP を用いて実施する必要がある。

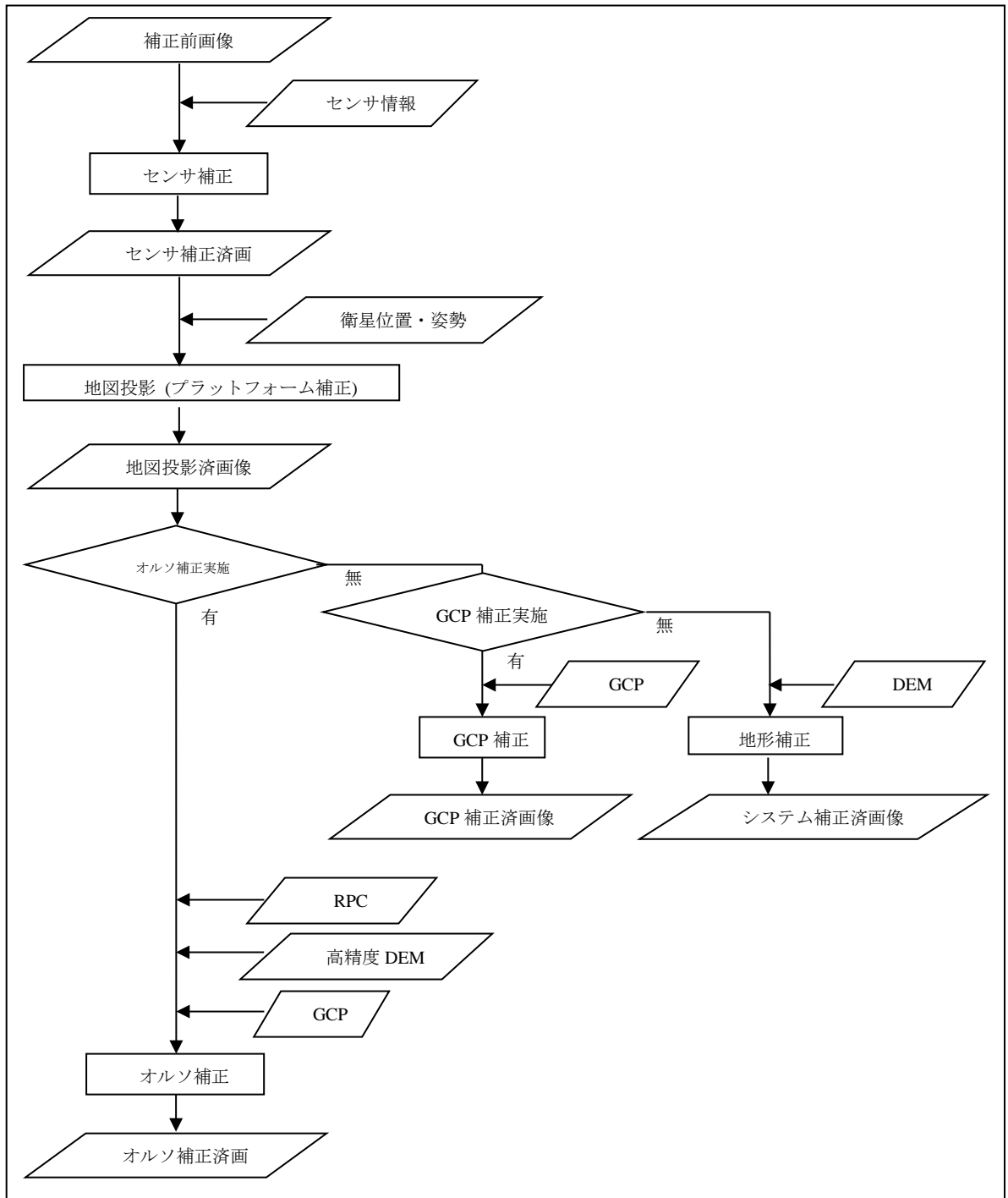


図 3.7 センサ内部とセンサ外部の歪みに対する補正手順の概略

3.5 放射量補正

光学センサが記録する電磁放射のデータはたとえ地表面の状態がほぼ同じ場所を対象としても、センサの姿勢や太陽高度などの幾何的要因や大気中の成分の変化によりばらつきが生じる。放射量補正ではこの放射量のばらつきの影響に対する補正を行う。

ここで紹介する放射量補正では、図 3.8 に示すフロー図の通り、放射輝度変換、反射率変換、大気補正、サングリント補正の順で実施するが、すべての手順が必ずしも必要なわけではなく、補正の目的や条件に応じて必要な処理を実施することが一般的である。

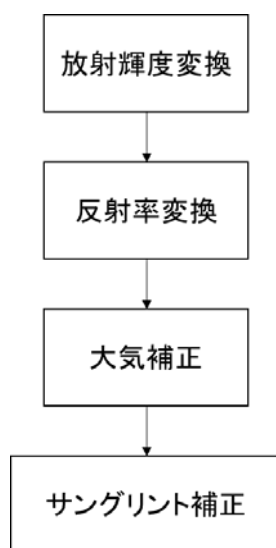


図 3.8 放射量補正のフロー

3.5.1 放射輝度および反射率への変換

衛星搭載の光学センサは計測した電磁放射の強さを、DN (digital number) 値として記録する。DN 値は同じ強さの電磁放射を記録してもセンサや観測条件により異なる値となるが、センサの設計者や運用者等により変換式および校正係数が提供されれば物理量である放射輝度に変換することが可能である。式 (3.1) に変換式の例を示す。

$$L_{\lambda Pixel, Band} = K_{Band} \cdot q_{Pixel, Band} \quad (3.1)$$

K_{Band} : 変換係数

$L_{\lambda Pixel, Band}$: 大気上端の放射輝度 ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{sr}^{-1}\cdot\mu\text{m}^{-1}$)

$q_{Pixel, Band}$: 衛星画像の値 (DN 値)

変換した放射輝度値は、センサの位置における値のため、地表面等の観測値と区別して大気上端放射輝度とも呼ばれる。

また、季節や衛星センサの観測角による太陽放射量の違いを解析で考慮する必要がある場合、これらの影響を除去した反射率 (式 (3.2)) を用いた解析を行うことが多い。

$$\rho_{\lambda_{Pixel,Band}} = \frac{L_{\lambda_{Pixel,Band}} \cdot d_{ES}^2 \cdot \pi}{E_{sun\lambda_{Bnad}} \cdot \cos(\theta_s)} \quad (3.2)$$

$L_{\lambda_{Pixel,Band}}$: 放射輝度

d_{ES} : 太陽地球間距離

$E_{sun\lambda_{Bnad}}$: 分光太陽照度

θ_s : 太陽天頂角

この反射率も、センサの位置における値のため、大気頂上反射率とも呼ばれる。

3.5.2 大気補正

衛星に搭載されたセンサの情報から水深の情報など海面下の情報を正確に抽出するためには、大気中での光の散乱や吸収などによって生じる影響を除去する必要がある、この補正を特に大気補正と呼ぶ。ここでは、主に安田（1999）、岸野ら（2002）がまとめた内容を基に説明する。

図 3.9 は海域において、衛星で観測される放射輝度についての概略図である。衛星で観測される全放射輝度 L_T は次式の簡易的なモデルで表すことができる。

$$L_T(\lambda) = L_M(\lambda) + L_A(\lambda) + L_{MA}(\lambda) + t(\lambda)L_W(\lambda) \quad (3.3)$$

L_M : 気体分子の散乱光成分

L_A : エアロゾルの散乱光成分

L_W : 海水中から海面を通過して上向きに放射される光の成分（海面射出放射輝度）

L_{MA} : 気体分子-エアロゾル相互作用

λ : 波長

t : 海面から衛星までの間の大気透過率

ここで、

$$t(\lambda) = t_M(\lambda)t_A(\lambda)t_{OZ}(\lambda) \quad (3.4)$$

t_M : 気体分子に由来する透過率

t_A : エアロゾルの透過率

t_{OZ} : オゾン等の吸収による透過率

なお、図中のサンゴ光 L_G とホワイトキャップ L_{WC} は観測時の条件で極力避けることとし、式中では無視されている。

大気補正では、式 (3.3) の海水射出放射輝度 (water-leaving radiance) の情報を抽出することが目的となる。

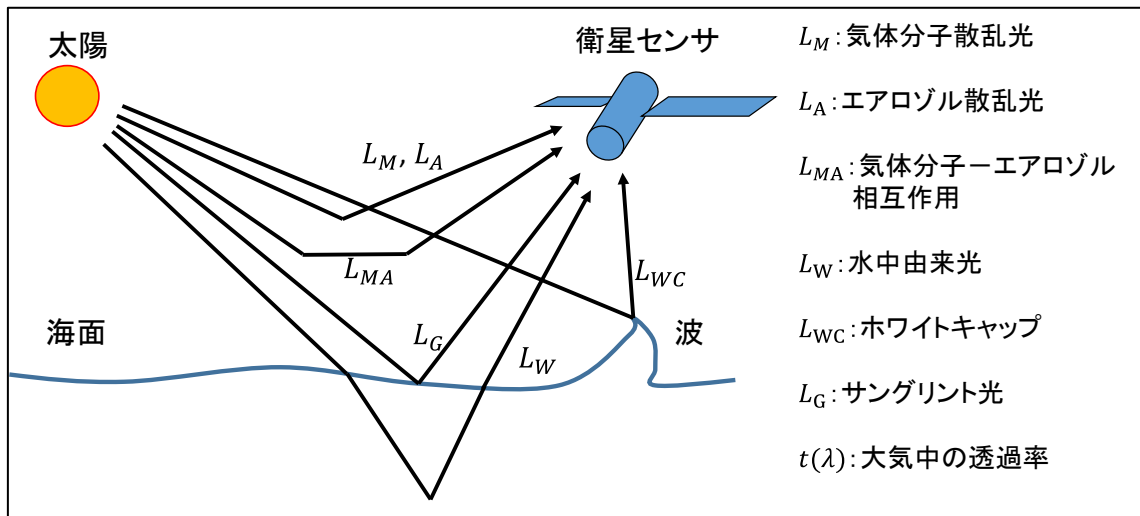


図 3.9 海洋観測衛星により観測される放射輝度成分

海域の衛星リモートセンシングにおける主な大気補正には、(1) 観測された画像内の明暗の情報を利用した簡易的な手法、(2) 衛星観測と同時に海上で測定されたりリモートセンシング反射率を用いた経験式による手法および (3) 放射伝達計算を用いた手法などがある。ここでは、これら3つの大気補正手法について紹介する。

3.5.3 水深の深い海域の輝度を利用する大気補正手法

光は水深が十分に深い場合には減衰によって完全に消失する。このためそのような水深では海底からの反射光の影響はなく、主に海面および大気中における散乱光の放射成分のみと考えられる。そこで、式 (3.5) を用いて、水深の深い輝度の平均値を大気補正值として差し引く方法で画像全体に補正を行う。

$$L' = L - \bar{L}_{deep} \quad (3.5)$$

L' : 補正後の放射輝度

\bar{L}_{deep} : 水深の深い輝度の平均値

3.5.4 同期観測値を用いた手法

衛星撮影時に対象海域で同時観測を行い、その実測値と衛星画像中の放射輝度値を比較することで、大気補正に関するパラメータを推定する方法がある。例えば、式 (3.3) において、現地観測により海水射出放射輝度 L_W が分かれば、衛星画像の大気頂上放射輝度との関係式を得ることができ、大気補正を実施できる。

3.5.5 放射伝達コードを用いた手法

放射伝達コードを用いた手法では、放射伝達モデルに基づいたシミュレーションにより大気中のモデルのパラメータを算出することで大気補正を行うが、MODTRAN (Berk et al., 1989)、Tafkaa (Monters and Gao, 2004)、6S (Vermote et al., 1997)などが代表的である。

これらの放射伝達コードを基にしたソフトウェアとして、画像解析ソフト ERDAS Imagine 組み込みの ACTOR2 (Richter, 1996)、ENVI の大気補正を行う FLAASH 等も開発されている。なお、ACTOR2 と FLAASH は MODTRAN4 を基にしている。これら放射伝達コードでは、大気条件に実測値やモデルを用い、大気条件が実測に近い程、精度は良くなる。一方、大気観測できない場合にはモデルで代替するため精度が変動する。

表 3.3 に 6S コードの主な入力設定項目を示す。

表 3.3 6S コードの主な入力設定項目
(千葉大環境リモートセンシング研究センター, 2000)

表 5.1: 6S 入力ファイルの主な設定項目

項目	内容	設定値
IGEOM	幾何学条件	0: ユーザー指定 (太陽方向、視線方向、観測月日) 1~7: 組込み衛星
IDATM	大気分子モデル	0: 吸収なし、1~7: 組込みモデル、8~12: ユーザー指定
IAER	エアロゾルモデル	-1: ユーザー指定 (プロファイル)、0: エアロゾルなし 1~7: 組込みモデル、8~12: ユーザー指定 (粒径分布)
V	エアロゾル濃度	-1: エアロゾルなし、0: 光学的厚さ [†] を指定、V>5: 視程 [†] V km
XPS	ターゲット高度	XPS≥0: 海面高度、XPS<0: -XPS km
XPP	センサー高度	-1000: 衛星高度、0: 地上高度、-100<XPS<0: -XPP km
IWAVE	センサー波長特性	-2: 波長の上下限を指定。フィルタ関数は一定。出力は 2.5nm ごと、-1: 単一波長、0: 波長の上下限を指定。フィルタ関数は一定。出力はバンド中心、1: 波長の上下限、2.5nm ごとのフィルタ関数を指定、2~165: 組込み衛星
INHOMO	地表面反射モデル	0: 一様、1: 非一様
IDIREC	反射率角度依存性	0: 角度依存なし、1: 角度依存あり
IGROUN	地表面反射率	-1: 2.5nm ごとに指定、0: 一定値、1~4: 組込みモデル
IRAPP	大気補正モード	-1: 大気補正なし、0,1: 大気補正あり
RAPP	大気上端条件	-1 < RAPP < 0: $\rho^{TOA} = -RAPP$ 、 RAPP > 0: $L^{TOA} = RAPP \text{ W/m}^2/\text{st}/\mu\text{m}$

[†]... 光学的厚さ、視程はともに波長 550 nm における値

3.5.6 Sunlint 補正

海面に波やうねりがない理想的条件下であれば、太陽と衛星センサ姿勢の幾何的な条件を考慮することで、海面で鏡面反射した太陽の直達光 (sunglint) の影響を避けることができる。しかし、一般的にはそのような状況はまれで、海面はある程度の波やうねりがあるために、衛星画像中に sunglint の影響があらわれることがあり、その影響は画像内で一様

ではない。Lyzena et al. (2006) によると、sunglint の衛星で観測される放射輝度に与える影響は次式 (3.6) で表すことができる。

$$L_{sg}(\lambda) = c(\lambda)p(\eta_{xs}, \eta_{ys}) \quad (3.6)$$

ここで、 $c(\lambda)$ は海面のフラネル反射と太陽の入射光の強さを含む波長依存の係数であり、 $p(\eta_{xs}, \eta_{ys})$ は海面傾斜の確率密度関数である。 η_{xs} 、 η_{ys} はそれぞれ式 (3.7)および式 (3.8) で表される。

$$\eta_{xs} = -n_x/n_z \quad (3.7)$$

$$\eta_{ys} = -n_y/n_z \quad (3.8)$$

ここで、 n_x 、 n_y 、 n_z は海面の法線ベクトル n の成分で、式 (3.9)で表される。

$$\mathbf{n} = (\mathbf{k}_s + \mathbf{k}_0)/|\mathbf{k}_s + \mathbf{k}_0| \quad (3.9)$$

\mathbf{k}_s と \mathbf{k}_0 はそれぞれ太陽と衛星センサ向きのベクトルである。 $p(\eta_{xs}, \eta_{ys})$ は波長に依存しないため、sunglint によるシグナルとバンド間には相関がある。波長依存性は sunglint パターンを含む光学的に十分に深い海域から近赤外バンドに対する各バンドの共分散を式 (3.10) を用いて計算することで経験的に導くことができる。

$$Cov_{ij} = \frac{1}{N} \sum_{n=1}^N L_{in}L_{jn} - \frac{1}{N} \sum_{n=1}^N L_{in} \frac{1}{N} \sum_{n=1}^N L_{jn} \quad (3.10)$$

ここで、 L_{in} は*i*バンドの*n*番目の放射輝度のサンプルである。*j*バンド（近赤外バンド）に対する*i*バンドの sunglint シグナルに関する係数は式 (3.11) で与えられる。

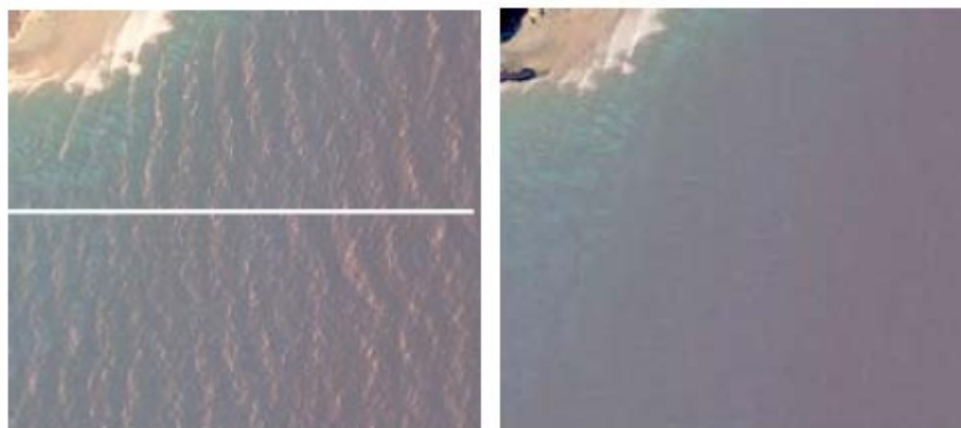
$$\gamma_{ij} = \frac{Cov_{ij}}{Cov_{jj}} \quad (3.11)$$

各バンドの sunglint 補正は、この係数を用いて式 (3.12)で行うことができる。

$$L'_i = L_i - \gamma_{ij}(L_j - \bar{L}_j) \quad (3.12)$$

ここで、 \bar{L}_j は近赤外バンドの平均放射輝度である。

Lyzenga et al. (2006) の sunglint 補正について、Kay et al. (2009) がベリーズ (Belize) のゴルバリーフ (Glovers Reef) で IKONOS 画像について実施した例が分かりやすいので図 3.10 に示す。



(a) Sunglint 補正前

(b) Sunglint 補正後

図 3.10 Sunglint 補正の例 (Kay et al. 2009)

3.6 参考文献

- 秋山 侃, 川村健介, 2003, Landsat5 号の快晴データ取得率に関する農林業分野からの一考察, 写真測量とリモートセンシング, 42, 29-34.
- 安田嘉純, 宇宙から海洋微生物活動を視る, 応用物理, 68(6), pp.649-655, 1999.
- 岸野元彰, 2002, 海洋リモートセンシング 第1回 リモートセンシングによる海洋観測, 日本リモートセンシング学会誌, 22, 79-88.
- 岸野元彰, 福島 甫, 虎谷充浩, 陳 文忠, 田中昭彦, 2002, 海洋リモートセンシング 第3回 海色リモートセンシング, 日本リモートセンシング学会誌, 22, 336-354.
- 千葉大環境リモートセンシング研究センター編, 2000, 衛星データにおける大気補正と大気観測, 研究報告集第4号, 千葉大学環境リモートセンシング研究センター, 東京.
- Edwards A. J. (Ed.), (2000), Remote sensing handbook for tropical coastal management, UNESCO, Paris.
- Gordon, H. R., Clark, D. K., Brown, J. W., Brown, O. B., Evans, R. H., and Broenkow, W. W., 1983, Phytoplankton pigment concentrations in the Middle Atlantic Bight: comparison of sop determinations and CZCS estimates. Applied Optics, 22, 20-36.
- Kay S., Hedley, J.D. and Lavender, S., 2009, Sun glint correction of high and low spatial resolution image of aquatic scenes: a review of methods for visible and near-infrared wavelengths. Remote Sensing, 1, 697-730.
- Lee, Z., Carder, K.L., Chen, R.F. and Peacock, 2001, Properties of the water column and bottom derived from Airborne Visible infrared Imaging Spectrometer (AVRIS)

data., Journal of geophysical research, 106, 11639-11651.

Lyzenga, D.R., Malinas, N.P. and Tanis, F.J., 2006, Multispectral bathymetry using a simple physically based algorithm. IEEE Transactions of Geoscience and Remote Sensing, 44, 2251-2258.

第4章 SDB の作成方法の概略

本章では、第3章で取得、補正した衛星画像データを用いて画素ごとに水深を算出し、SDBを作成する既存の方法の概略および解析アルゴリズム理解する上で必要となる関連知識について説明する。なお、本事業で開発および実装した解析システムについては第6章で紹介する。

4.1 基本的な解析手法の概要

衛星画像や航空写真などのリモートセンシングデータを解析し、水深情報を抽出する研究は1970年代頃から行われており、いくつかの解析手法がある。衛星画像を解析して各画素に対応した水深を算出することでSDBを作成するまでの基本的なフローは図4.1に示した通りである。

幾何補正、放射量補正については第3章で説明した方法で実施する。放射量解析では、衛星センサで観測された放射量を水深の学習用水深データや既存の分光データに基づいて解析することで水深を算出する。衛星画像解析で算出できる水深は、観測時の水深であり、海図等の水深とは基準面が異なり、潮汐の影響に対する補正として潮高補正が必要となる。潮高補正は学習用水深データと衛星画像解析で得られた水深について行う。最後に精度評価を行う場合は、評価用水深データとの比較を行う。

ここではまず、図4.1のフローに従い、各処理についての既存の技術や関連する知見について詳述し、最後に解析手法についての考察と本研究調査における開発方針について言及する。

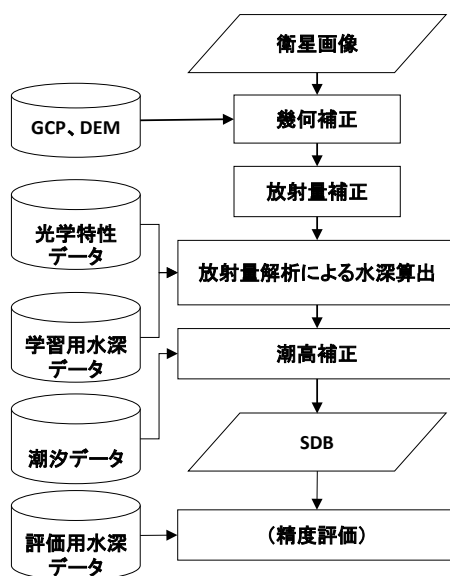


図 4.1 SDB 作成フロー

4.2 学習用水深データと評価用水深データ

放射量解析では学習のために正解として用いる水深データのサンプルが必要であるが、ここでは、音響測深やレーザー測深により得られた水深データが衛星画像解析により得られる水深の精度と比較し十分に高いと想定し、これらのデータを用いて学習用水深データとして用いる。

学習用水深データが、位置と水深情報を持つ点の集合である場合には、図 4.2 のようにその点を含む衛星画像の画素と水深データの対応付けを行う。この対応付けされた画素データを教師付データと呼ぶ。

学習用水深データが画像データである場合には、いくつかの方法で、衛星画像の各画素に対応するように正解データをリサンプリングすることができる。リサンプリング方法は主に、(1) 最近傍法、(2) 線形補完法、(3) バイキュービック補間法などがある。

また、衛星画像解析によって得られた水深の精度を評価するには、評価用水深データが必要であるが、学習用水深データの場合と同様に、音響測深やレーザー測深のデータを用い、教師付データの作成を行う。

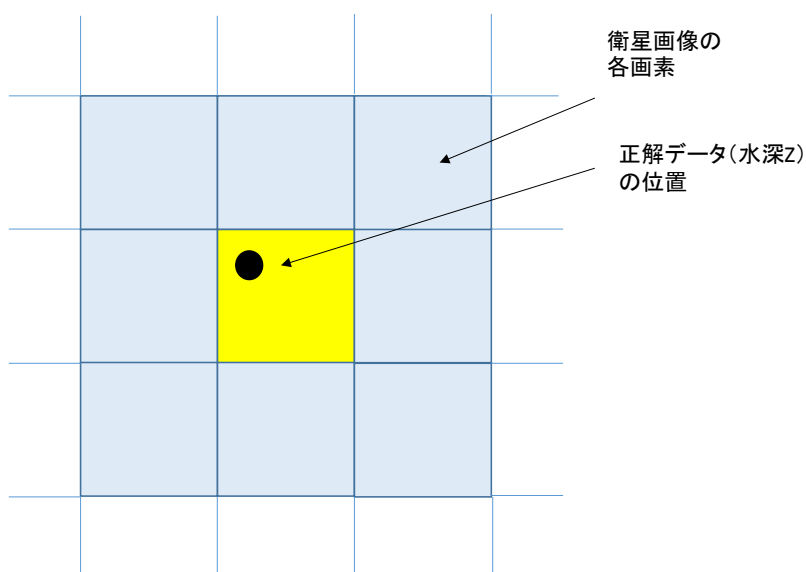


図 4.2 衛星画像の画素と水深データの対応付け

4.3 沿岸域の放射伝達

衛星画像の各画素の値は第3章で説明した通り、光の放射量を計測した値であり、基本的には放射量解析を行うことにより水深を算出することになる。記録した放射量は放射輝度という物理量に変換できるが、この放射輝度は地表の様々な情報を含んでおり、特に大気の影響が大きく、まずこれを除去する必要があることは大気補正の項で述べた。また、海面で反射された直達光の影響についても Sunlint 補正の項で説明した。よってここでは、大気補正後の海面直上放射輝度または海面直上における反射率（リモートセンシング反射率）

を解析し、水深を算出する過程について説明する。

水中における光の伝播（放射伝達）は、Walker (1994)、Bukata et al. (1995)、杉森 (1982) などが沿岸域を含む海域における放射特性についてまとめており、本研究調査でも主にこれらの文献を参考にした。図 4.3 に、沿岸域において人工衛星に到達する太陽光の伝播経路の模式図を示したが、沿岸域では大気中における光の散乱、吸収の影響に加え、光の水面での反射、屈折、透過、水中での散乱、吸収、海底面での反射なども考慮に入れる必要がある。ここではまず、水柱（water column）の光学特性、海底面反射率について概要を説明する。

水深を算出する方法は、経験的な手法（empirical method）と物理的な解析手法であるインバージョン法（inversion method）に大きく分けられる。ここでは、前者の代表として Lyzenga (1978; 1981) の提案手法、後者の代表手法として Lee et al. (1998; 1999; 2001) の提案手法を説明し、それらに関連する派生的な解析手法についても紹介する。

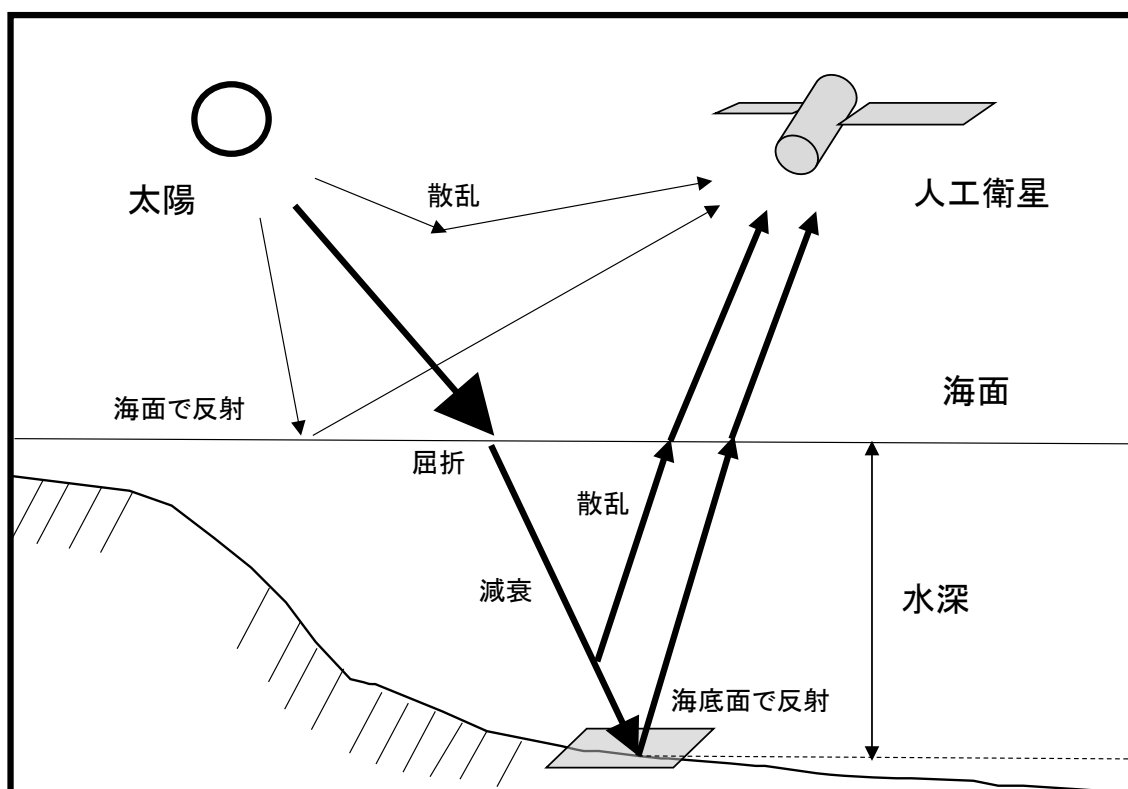


図 4.3 沿岸域において人工衛星に到達する太陽光の伝播経路

4.3.1 水柱（water column）の光学的特性

水の色が場所によって緑や黄色など様々なのは、溶存物質や懸濁物質が異なり、波長ごとの光の水中での吸収や散乱の特性が異なるためである。光が水中を伝搬すると、この吸収、

散乱により減衰するが、その減衰率は消散係数 $c(\lambda)$ として式 (4.1) で表される。

$$c(\lambda) = a(\lambda) + b(\lambda) \quad (4.1)$$

ここで、 $a(\lambda)$ は吸収係数、 $b(\lambda)$ は散乱係数である。

吸収係数 $a(\lambda)$ は、さらに式 (4.2) のように、海水の吸収係数 $a_w(\lambda)$ 、植物プランクトンの吸収係数 $a_{phy}(\lambda)$ 、有色溶存有機物の吸収係数 $a_{dom}(\lambda)$ および生物由来の物質の吸収係数 $a_{det}(\lambda)$ の和として表される。

$$a(\lambda) = a_w(\lambda) + a_{phy}(\lambda) + a_{dom}(\lambda) + a_{det}(\lambda) \quad (4.2)$$

水以外の吸収係数は懸濁物の吸収係数としてまとめてあらわされることもある。

散乱係数 $b(\lambda)$ は、海水の散乱係数 $b_w(\lambda)$ 、植物プランクトンの散乱係数 $b_{phy}(\lambda)$ および懸濁物の散乱係数 $b_{det}(\lambda)$ の和として式 (4.3) で表される。

$$b(\lambda) = b_w(\lambda) + b_{phy}(\lambda) + b_{det}(\lambda) \quad (4.3)$$

水以外の散乱係数は懸濁物の散乱係数としてまとめてあらわされることもある (杉森、1982)。

海水の吸収係数、散乱係数については Smith and Baker (1981) がまとめている (表 4.1、図 4.4)。なお、海水は真水と比較し、塩分のために短い波長での吸収係数が若干大きい。懸濁物の吸収係数や散乱係数については、海域により水中の懸濁物の構成が異なるために、いくつかの計測値の例や経験式が提案されている。

表 4.1 海水の吸収、散乱係数

λ (nm)	a_w (m^{-1})	b_w (m^{-1})
400	0.0171	0.0074
420	0.0153	0.0061
440	0.0145	0.0049
460	0.0156	0.0041
480	0.0176	0.0034
500	0.0257	0.0029
520	0.0477	0.0024
540	0.0558	0.0021
560	0.0708	0.0018
580	0.108	0.0016

600	0.244	0.0014
620	0.309	0.0012
640	0.329	0.001
660	0.4	0.0008
680	0.45	0.0007
700	0.65	0.0007
720	1.169	0.0006

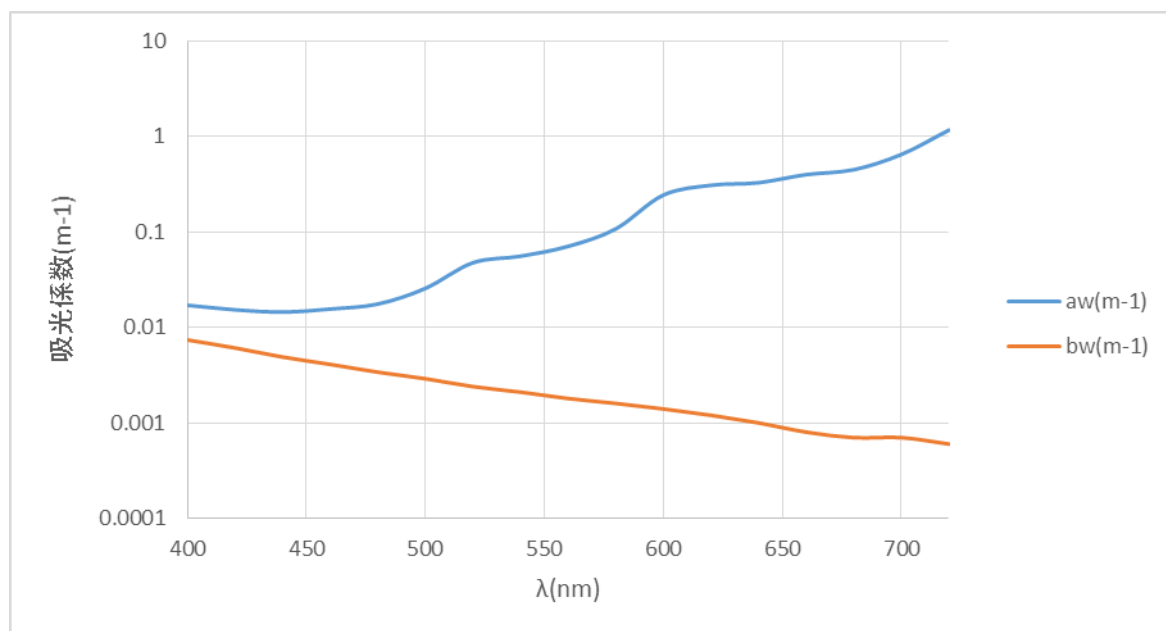


図 4.4 海水の吸収、散乱係数

4.3.2 海底面における反射

海底に到達した太陽光は、海底面の被覆物によって反射され、海面方向に伝播していく。海底面における反射率は、海底面の被覆物が同質のものであればほぼ一定と考えられるが、被覆物の表面の形状によっては太陽高度や観測角に依存した関数となる。

海底面の反射率として、砂地、海草、海藻及びサンゴについて計測した例を示す（図 4.5、図 4.6、図 4.7）。

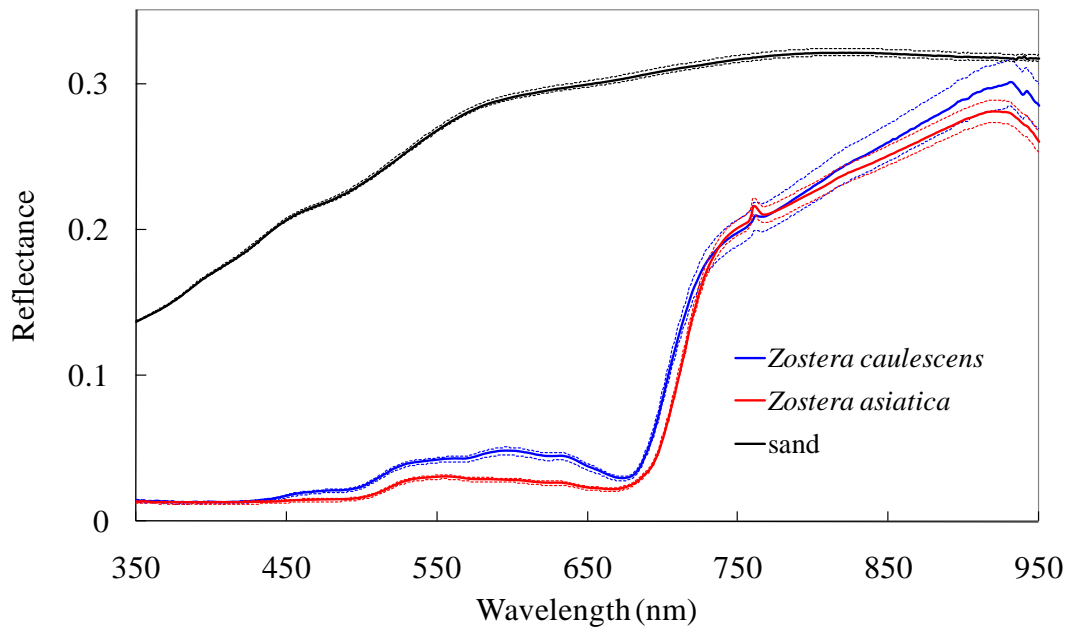


図 4.5 砂地と海草の反射率の例

出典 Sagawa et al. 2010

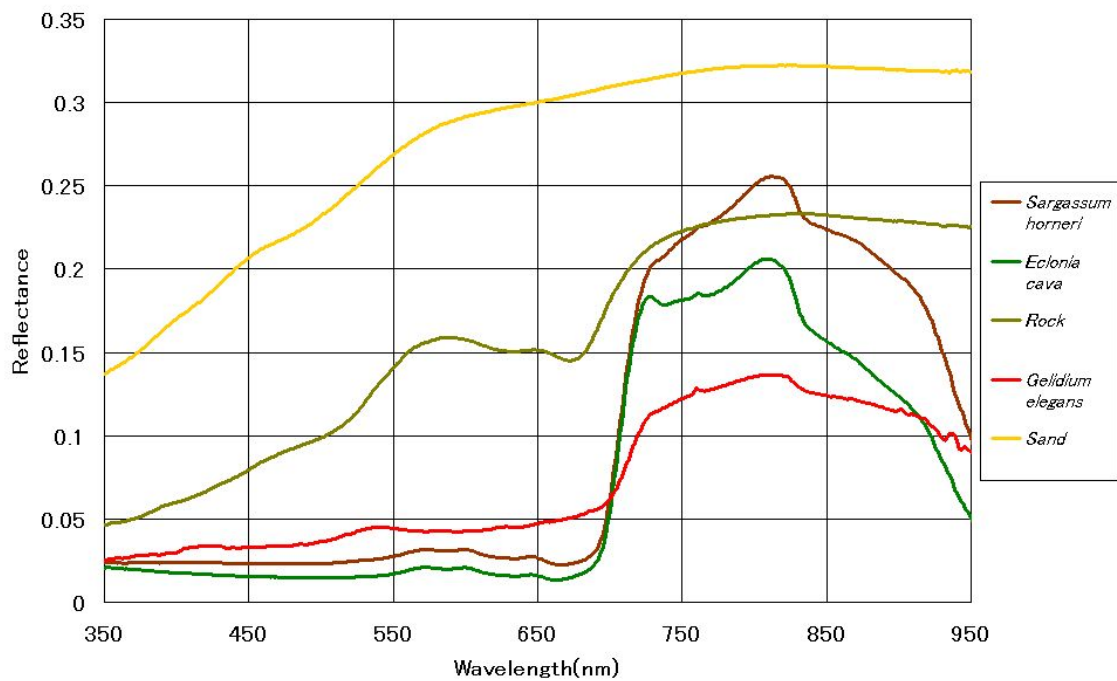


図 4.6 砂地、岩、海藻の反射率の例

出典 Sagawa et al. 2012

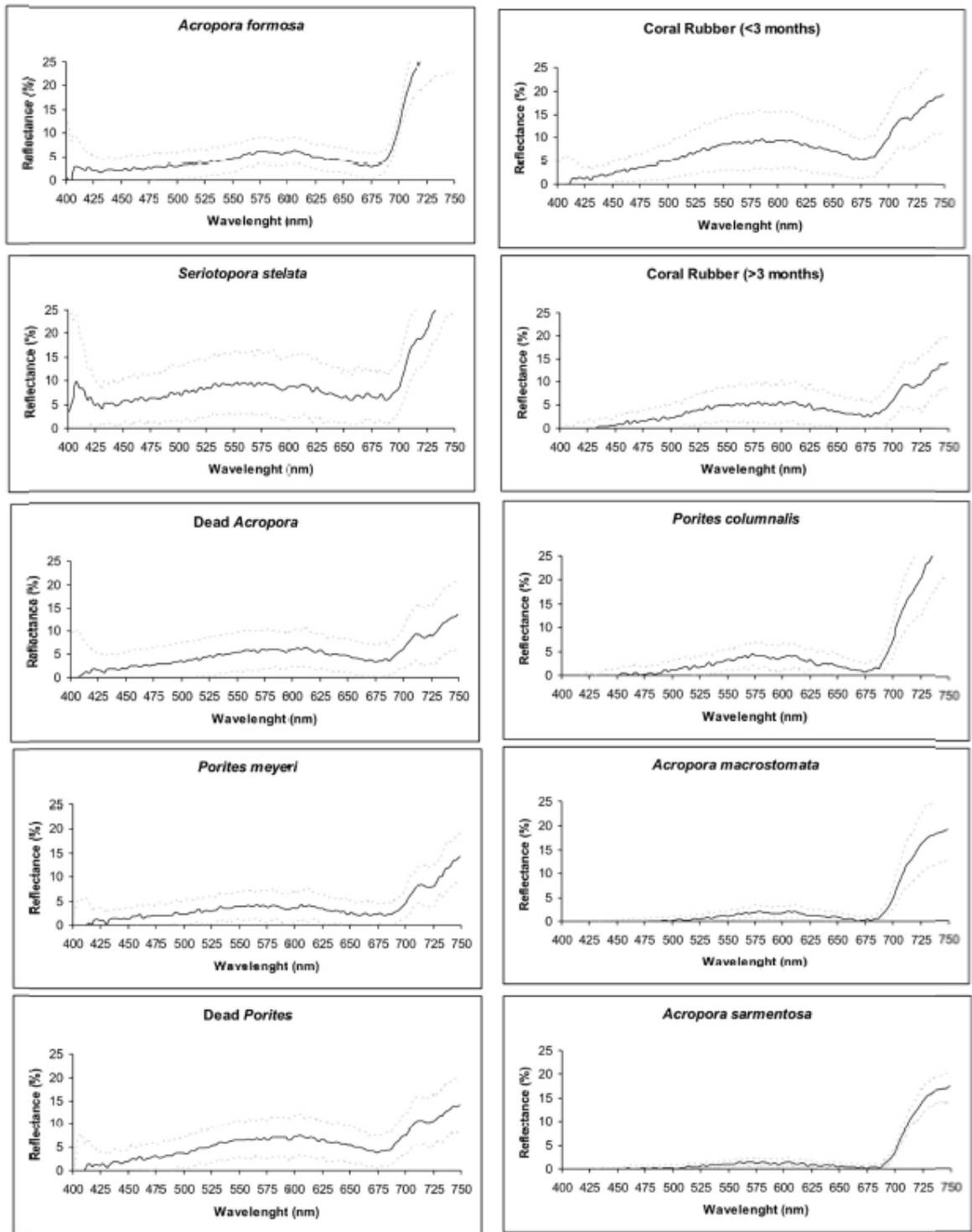


図 4.7 サンゴの反射率の例

出典 Nurdin et al. 2012

4.4 放射量解析による水深推定

4.4.1 Lyzenga モデル

沿岸域において、衛星センサで観測される放射輝度と水深の関係を表す放射伝達モデルとして、Lyzenga (1978) のモデルがある。Lyzenga (1978) は、理想的な環境条件を前提として、簡易的なモデルを提案しているが、このモデルは直感的に光の水中における減衰などの主な放射伝達特性を理解しやすく、藻場やサンゴ礁など海底面被覆物の情報や水深の情報を解析するために広く利用されてきた。Lyzenga (1978) のモデルは式 (4.4) で表される。

$$L_i = L_{si} + \alpha_i \rho_i \exp(-K_i g Z) \quad (4.4)$$

ここで、 L_i は観測された i バンドの分光放射輝度の値、 L_{si} は水深が十分に大きく海底からの反射の影響がないと考えられる海域で観測される i バンドの分光放射輝度値（水面からの反射光と大気中での散乱光）、 a_i は i バンドの太陽の分光放射照度で、大気中及び水面での光の透過率さらに海面での光の屈折による減衰を含む係数 ($\text{mW} / \text{cm}^2 / \text{sr}$)、 ρ_i は i バンドの光の海底面の反射率、 K_i は i バンドの水中の光の放射輝度の拡散消散係数 (m^{-1})、 g は水中での光の通過距離を考慮する幾何的係数、 Z は水深 (m) である。

この式では、大気中や水面で反射され、水中を通過せずに衛星に到達する光エネルギー (L_{si}) と海底まで到達した太陽光が海底面で反射され、衛星まで到達した光エネルギー ($\alpha_i \rho_i \exp(-K_i g Z)$) の和として衛星の光学センサで計測される分光放射輝度 (L_i) が表されており、水中での光の散乱と海底で反射された光が再び海面で反射される影響は無視されている。

拡散消散係数 K は消散係数 c と相関があるが、衛星画像データにおける見かけの光学特性 (AOPs: apparent optical properties) であり、4.3.1 で説明した水や溶存物、懸濁物固有の光学特性 (IOPs: inherent optical properties) とは区別される。

g は幾何的な係数で太陽高度 θ_e と衛星高度 ϕ_e を用いて表すことができる。ここで図 4.8 のように、太陽の直達光の大気中から水中への入射光の入射角および屈折角を θ_a および θ_w とし、海底面で反射され衛星へ向かう太陽光の水中から大気中への入射角および屈折角を ϕ_w および ϕ_a と設定すると g は式 (4.5) で表される。

$$g = \sec(\sin^{-1}(n_a / n_w \sin(\pi/2 - \theta_e))) + \sec(\sin^{-1}(n_a / n_w \sin(\pi/2 - \phi_e))) \quad (4.5)$$

ここで、 n_a は大気中の光の屈折率、 n_w は水中の光の屈折率をあらわす。

図 4.9 は、Lyzenga のモデルと実際のデータの関係を表すグラフを示しているが、理想的な条件下ではモデルがデータとよく一致していることが分かる。一方で水中での光の散

乱の影響を無視しているなど必ずしも実際の現象を正確に表すことができないために、海域によっては実際のデータにモデルが当てはまらないことが報告されており、派生的なモデルも提案されている。

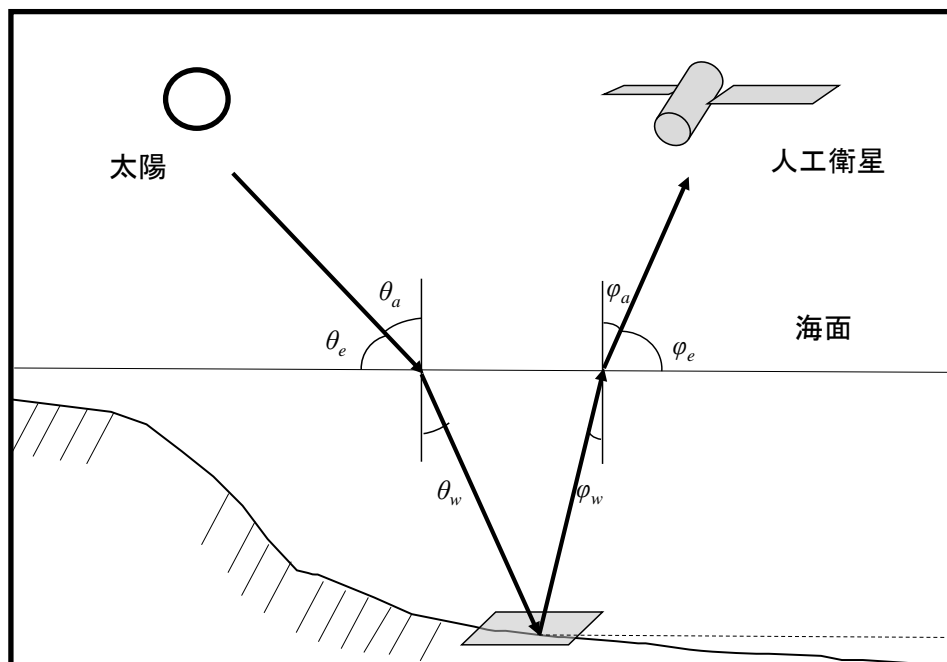


図 4.8 太陽光の主な成分の伝播経路と海面における入射角および屈折角の関係

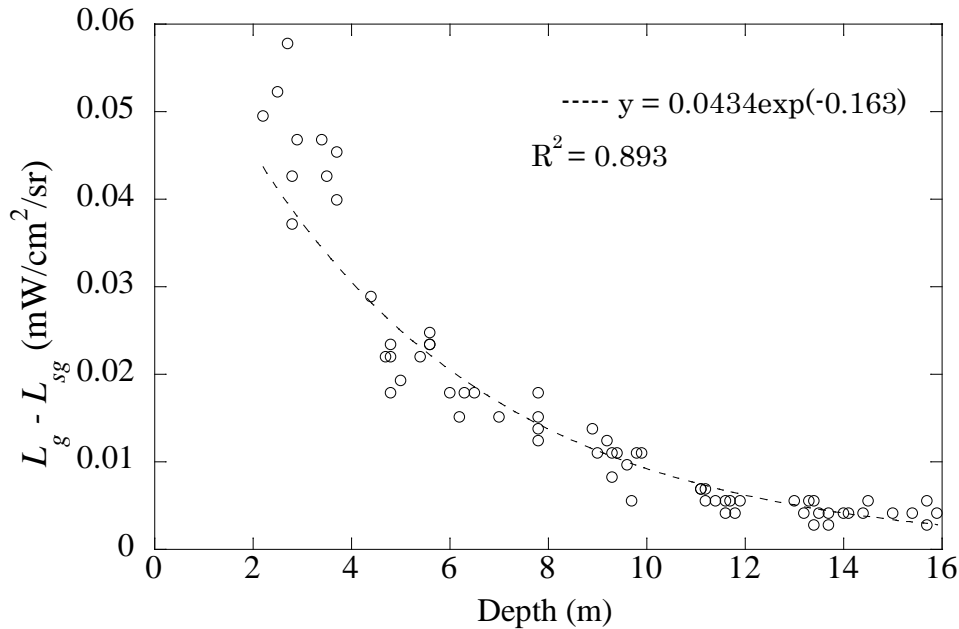


図 4.9 水深と放射輝度の関係の例

4.4.2 Benny and Dawson の水深推定方法

Benny and Dawson (1983) の水深推定方法は最もシンプルな方法であり、式(4.4)を式(4.6)に変換して行う。

$$Z = \frac{\ln(L_i - L_{si}) - \ln(a_i \rho_i)}{-K_i g} \quad (4.6)$$

ここで、係数 L_{si} は水深が十分に深く、海底からの反射がほぼ 0 と仮定できる海域の放射輝度から得られる。 $a_i \rho_i$ および K_i は解析領域で一定と仮定し、水深が既知の教師データを用いた回帰式から推定される。式(4.6)より各バンドの衛星画像の各画素に対し、放射輝度値から水深を算出することができる。

4.4.3 Jupp の水深推定方法

光の減衰率はバンドごとによって異なり、例えば、赤バンドは緑バンドと比較し減衰率が大きく、5m 程度しか水中を透過しない。このため、水深により解析に利用可能なバンドが限られる。可視域では一般的に波長が短いほど減衰率が小さく深くまで光が透過する。そこで、Jupp (1988) は、波長の短いほうから、光が透過する最大水深によって解析ゾーンを

DOP (depth of penetration zones) として分けた。

式 (4.6) において、水深 Z と衛星画像の輝度値 $\ln(L_i - L_{si})$ は線形の関係があり、水深の異なる 2 点の輝度値のデータがあれば、各係数を求めることができる。DOP で海域を分けると解析対象とするバンド i より波長の短いバンド $i-1$ の光が透過する最大水深 Z_{i-1} とバンド i の光が透過する最大水深 Z_i の放射輝度値は各ゾーンの境界から得ることができる。これによりバンドごとに式 (4.6) により放射輝度値と水深を関係付けることができる。Jupp (1988) は、Jerlov (1976) の消散係数モデルを用いて各バンドの光が透過する最大水深を求めているが、Jerlov (1976) の消散係数モデルが成り立たない海域では式 (4.6) の正しい係数が得られない。その場合は、水深の既知のデータを用いることで DOP を求めることができる。

4.4.4 Lyzenga の水深推定方法

Lyzenga (1978) は式 (4.7) の線形回帰モデルで水深を推定する方法を提案している。

$$Z = \beta_0 + \sum_{i=1}^N \beta_i X_i + \varepsilon \quad (4.7)$$

ここで、 N は可視域のバンド数、 $X_i = \ln(L_i - L_{si})$ 、 β_i は回帰係数、 ε は誤差項である。Lyzenga et al (2006) によると、初めの $N-1$ の $\beta_i X_i$ は水深に依存せず、 $\beta_N X_N$ は水深と海底面反射率の関数となる。また、利用できるバンド数が多いほど水深推定精度は向上する。

式 (4.7) の線形回帰モデルの回帰係数は学習データを用いて最小二乗法で求めることができる。

4.4.5 Stumpf et al の水深推定方法

Stumpf et al (2003) は、式 (4.4) は水中での光の散乱の影響を考慮していないために、 $L_i - L_{si}$ による大気補正は正しくないと指摘し、水深をバンド間の放射輝度の対数値の比の線形式で表している。

$$Z = m_1 \frac{\ln(nL_i)}{\ln(nL_j)} - m_0 \quad (4.8)$$

m_1 は調整係数で、 n は普遍的な固定値である。 m_0 は水深 0m でのオフセット値である。式 (4.8) の各係数は、学習データを用いた回帰係数として算出する。

4.4.6 Lee モデルと inversion 法による水深推定

Lee (1998; 1999) のモデルも沿岸域のリモートセンシングによく用いられている。Lee はリモートセンシング反射率 R_{rs} をモデル化している。 R_{rs} は海面直上における下向きの放射照度に対する海中由来の放射輝度の比として定義される。 R_{rs} は陸上においては地表面の反射率に相当し、大気補正を実施することで得られる。

R_{rs} については、次の半経験式が得られている。

$$R_{rs} = \frac{0.5r_{rs}}{1-1.5r_{rs}} \quad (4.9)$$

ここで、 r_{rs} は海面下リモートセンシング反射率 (subsurface remote-sensing reflectance) と呼ばれ、海面直下における下向きの放射照度に対する上向きの放射輝度の比であり、次式で表される。

$$r_{rs} = r_{rs}^C + r_{rs}^B \quad (4.10)$$

ここで、 r_{rs}^C と r_{rs}^B それぞれ水中散乱光および海底面反射光による海面下リモートセンシング反射率である。これらはさらに以下の式で詳述できる。

$$r_{rs} = r_{rs}^{dp} \left(1 - \exp \left\{ - \left[\frac{1}{\cos(\theta_w)} + \frac{D_u^C}{\cos(\theta)} \right] K \cdot Z \right\} \right) + \frac{1}{\pi} \rho \cdot \exp \left\{ - \left[\frac{1}{\cos(\theta_w)} + \frac{D_u^B}{\cos(\theta)} \right] K \cdot Z \right\} \quad (4.11)$$

ここで、 r_{rs}^{dp} は、光学的に深い海域（海底からの反射光が海面まで届かない海域で30-50m以深）における海面下リモートセンシング反射率である。 D_u^C と D_u^B はそれぞれ水中散乱光および海底面反射光による拡散関数で、 θ_w 、 K 、 Z は、Lyzenga (1978) モデルと同様である。 r_{rs}^{dp} 、 D_u^C 、 D_u^B 、 K については以下の式で詳述される。

$$r_{rs}^{dp} = (0.084 + 0.170u)u \quad (4.12)$$

$$D_u^C = 1.03(1 + 2.4u)^{0.5} \quad (4.13)$$

$$D_u^B = 1.04(1 + 5.4u)^{0.5} \quad (4.14)$$

$$K = a + b_b \quad (4.15)$$

$$u = b_b / (a + b_b) \quad (4.16)$$

K は吸収係数 a と後方散乱係数 b_b の和として表現され、さらに吸収係数 a と後方散乱係数 b_b はそれぞれ次の式で表現される。

$$a = a_w + a_{phy} + a_g \quad (4.17)$$

$$b_b = b_{bw} + b_{bp} \quad (4.18)$$

式 (4.11) は式 (4.2) とは若干異なり、 a_g は gelbstoff と detritus (岩屑) の吸収係数の和と定義されている。gelbstoff と detritus とは式 (4.2) 中の colored dissolved organic matter (有色溶存有機物) と detrital matter (岩屑物質) に対応する。detritus

や detrital matter は yellow substance (黄色い物質) と呼ばれる。式 (4.12) の b_{bw} は水の後方散乱係数であり、 b_{bp} は suspended particles (懸濁粒子) の後方散乱係数であるが、suspended particles は式 (4.3) 中の岩屑物質と植物プランクトンを合わせたものに相当する。 a_{phy} はここでは次のようにモデル化される。

$$a_{phy}(\lambda) = [a_0(\lambda) + a_1(\lambda)\ln(P)]P \quad (4.19)$$

ここで、 P は波長 440nm における植物プランクトンによる吸収係数 $a_{phy}(440)$ である。係数 a_0 及び a_1 については、Lee *et al.* (1998) に示されている。 a_g はここでは次式で表される。

$$a_g(\lambda) = G \exp[-S(\lambda - 440)] \quad (4.20)$$

ここで、 G は a_g の波長 440nm における値である ($a_g(440)$)。 S はスペクトルの傾きであり、 $0.011-0.021\text{nm}^{-1}$ の値をとるが、Lee *et al.* (1999) は代表値として 0.015 nm^{-1} の値を用いている。式 (4.12) において、 b_{bw} は Morel (1974) が値を示している。 b_{bp} はここでは次式で表される。

$$b_{bp} = X \left(\frac{400}{\lambda}\right)^Y \quad (4.21)$$

ここで、 $X = b_{bp}(400)$ であり、 Y は以下の経験式で導かれる。

$$Y = 3.44[1 - 3.17\exp(-2.01\chi)] \quad (4.22)$$

ここで、 χ は次式で表される。

$$\chi = R_{rs}^{in}(440)/R_{rs}^{in}(490) \quad (4.23)$$

$R_{rs}^{in}(\lambda)$ は $R_{rs}(\lambda)$ の初期値で、次式で定義づけられる。

$$R_{rs}^{in}(\lambda) = R_{rs}^{raw}(\lambda) - R_{rs}^{raw}(750) \quad (4.24)$$

Y の範囲は 0-2.5 である。

上記のモデルによる各吸収係数、散乱係数および消散係数の例を図 4.10 に示す。

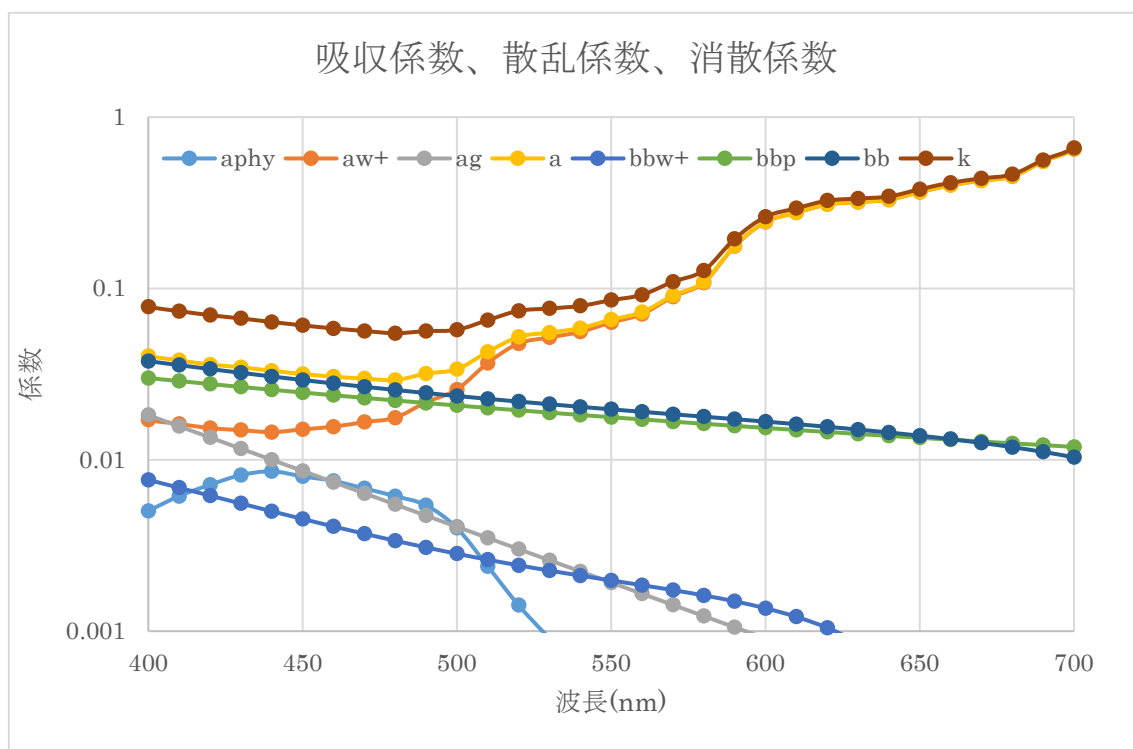


図 4.10 吸収係数、散乱係数および消散係数の例

以上から、 $r_{rs}(\lambda)$ は変数 $P, G, X, B, Z, \theta_e, \phi_e$ の関数として表される。

$$r_{rs}(\lambda) = f(P, G, X, B, Z, \theta_e, \phi_e) \quad (4.25)$$

$r_{rs}(\lambda)$ は衛星で観測される放射輝度に放射輝度の校正および大気補正を実施後、海面から海面直上上向き放射輝度と海面直上下向き放射照度の比をとること得られる。よって、 θ_e 、 ϕ_e が既知の場合、衛星画像の各画素について、 n バンドの画像データからの n 個の入力に対し、5 個の未知数を求める問題に帰結できる。ゆえに数学的には、 n は 5 以上であればよく、最小 5 つのバンドがあれば水深 Z を含む 5 つ未知数を求めることが可能であるが、実際には Lee のモデルも経験式を含むなど完全にすべての海域に対応できるモデルとは言えず、より多くの利用可能なバンドを用いて解析することが推奨されている。

4.5 潮高補正

潮汐による潮位の時間変化（潮高）は時に数 m オーダーとなるため、衛星画像撮像時の水深と、海図における水深には潮高差が存在する。そこで水深推定の際に潮汐による影響に対する補正として潮高補正を行った。

潮汐とは、月などの天体の引力により地球海面が上下する現象のことである。この潮汐が起こる主な原因は、月等の天体が地球に及ぼす引力と、地球が天体と地球の共通の重心の周

りを回転することで生じる遠心力を合わせた「起潮力」によって発生する。図 4.11 のように、月の引力により起潮力は地球を引き伸ばすように働いた場合、潮位の高いところと低いところができる。この潮位が上がりきった状態を「満潮」、反対に下がりきった状態を「干潮」という。

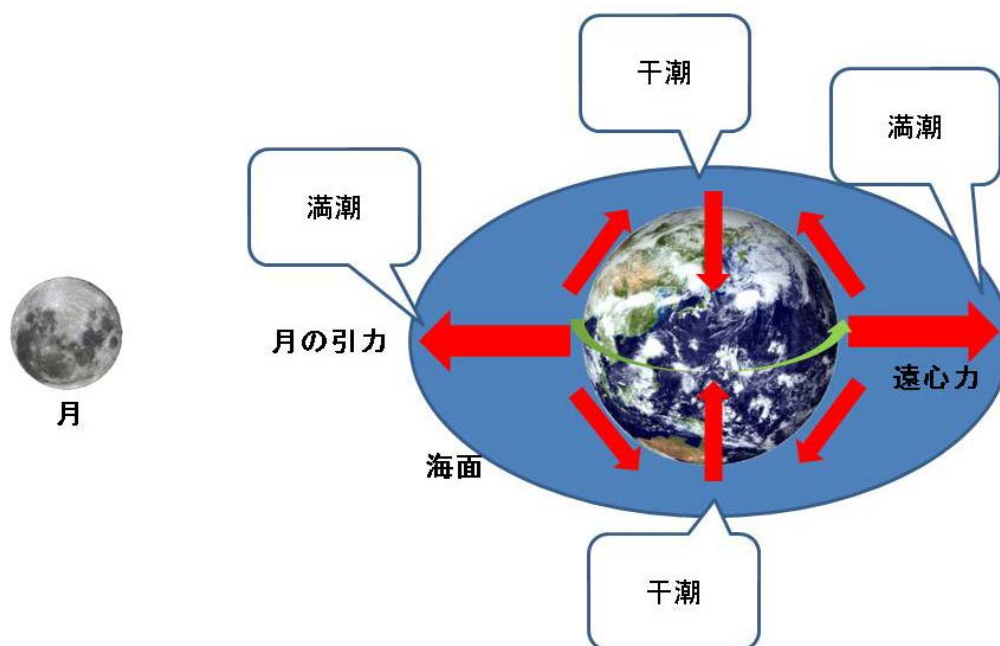


図 4.11 潮汐と満潮干潮

起潮力の発生要因として月を例に示したが、起潮力を発生させるものは月だけでなく、太陽などの他の惑星由来のものもある。これら各起潮力毎に発生する波の一つ一つを「分潮」といい、潮汐現象自体は結果として複数の波（分潮）の合成波による変位として現れる。この潮汐による潮位の変位は

$$\zeta = \sum f_i H_i \cos(V_i + u_i - \kappa_i) \quad (4.26)$$

で表される。式 (4.26) 中の i は分潮の名称を表し、 V_i 、 f_i 、 u_i は、各分潮ごとに固有の値をもつ時刻と任意地点の緯度経度の関数で、簡単な計算により導出が可能である。一方で、分潮の振幅 H_i と位相遅れ(遅角) κ_i は合わせて調和定数と呼ばれ、任意の地点での固有の値をもち、比較的長期の潮汐観測を行う等で取得する。

海上保安庁、気象庁等では、こうした潮汐によって変化する潮位の観測を行っている。そして調和定数を取得することで 60 種類の分潮に対して予測をし、その合成波である潮高の予測を行っている。図 4.12 に示すのは、石垣の検潮所 (N24.333° E124.166°) で 2014 年 11 月 8 日に観測された潮位と、予測潮位(天文潮位)の比較である。予測潮位および観測潮

位は平均海面からの偏差を示しており、海面力学的高度等の比較的長周期で時間変化をす
 る現象の影響は低減されている。図 4.12 中の天文潮位が潮高の予測値を示しており、1 日
 で±80cm 程度の潮汐由来の変位が存在する。この予測潮位と観測潮位とは若干であるが差
 が生じている。図 4.13 にその差を示す。図 4.13 に示される 5cm 程度の予測潮位と観測潮
 位の差は大気圧の変化により、海面の上昇（下降）が発生していることによるものが大き
 い。しかしながら、潮汐の変位が±80cm 程度であるのに対して大気圧による変位は小さい。
 こうした潮高の時間変化は、有明海の奥では最大 5m に達するなど、沿岸域の水深に大きな
 影響を与える。

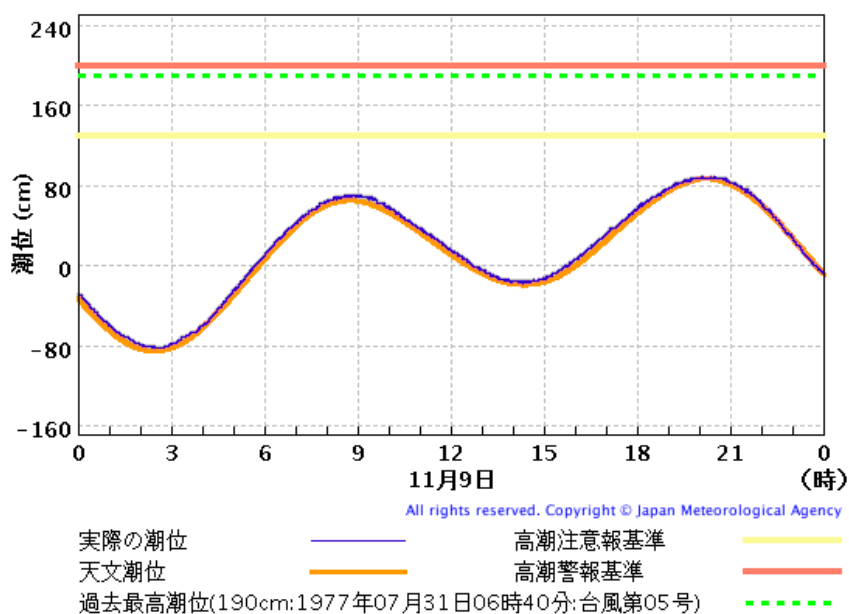


図 4.12 石垣での観測潮位と予測潮位

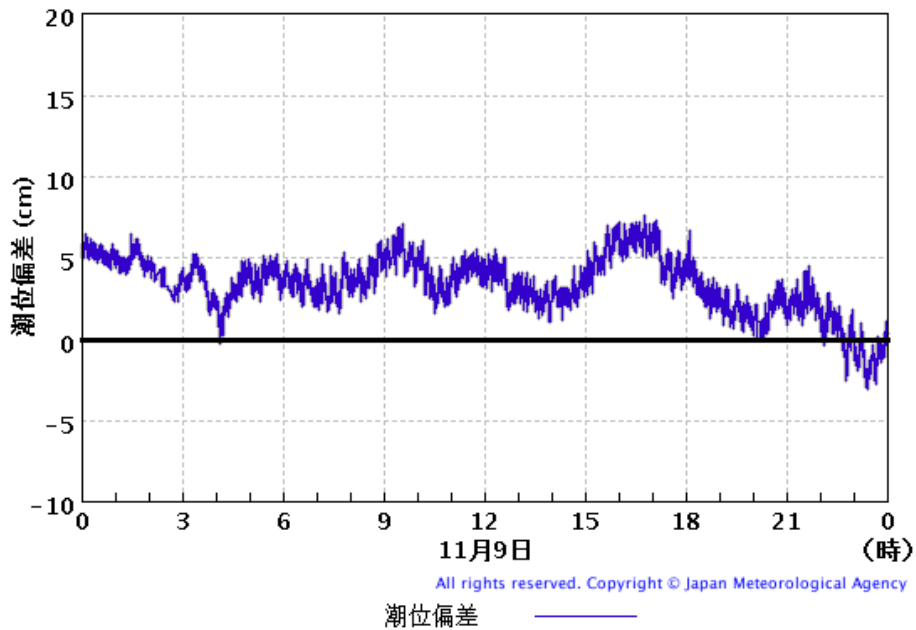


図 4.13 予測潮位と観測潮位の差

こうした潮高による水深の変化の影響を低減するため、潮高補正を行う。この潮高補正に用いる潮高の推定には、図 4.12 で示したような予測潮位を用いた。過去の予測潮位データは気象庁のホームページから一時間毎に標本化された形で入手可能である。この予測潮位データから衛星画像撮像時の潮位を推測するには、衛星画像撮像時刻に対して予測潮位から単純な線形内挿を行う。例えば撮像時刻が 0:30、予測潮高が 0:00 と 1:00 にそれぞれ 0m と 1m であった場合、0:30 の撮像時刻における潮汐高は 0.5m となる。こうした単純な線形内挿を用いたのは、潮汐は半日から 1 日周期の成分が支配的であるので、線形内挿による潮高の推定を行っても極端な誤差を含む推定とはならないためである。なお、取得した予測潮位は、最低水面(潮位表基準面)を基準とした値を取得する事ができる。この最低水面とは、長期の毎時潮高の平均から得られる平均水面から主要な 4 種類の分潮の半潮差の和だけ下げた基準面であり、最低水面と平均水面の差は海上保安庁の「平均水面、最高水面及び最低水面一覧表」から取得が可能である。

潮高補正を行う際には、この推定した潮高を用いる。実測した水深データは最低水面を 0 としており、潮高は含まれていない。そこで実測した水深データに対して潮高を加えてから水深推定を行う。推定された水深は衛星画像撮像時の水深となっているため、推定した水深から潮高を引くことで、一般的な海図による水深である最低水面に合わせた水深を推定することが出来る。

4.6 参考文献

- 杉森康宏, 1982, 海洋のリモートセンシング, 共立出版株式会社, 東京.
- 神野有生, 鯉渕幸生, 寺田一美, 竹内渉, 磯部雅彦, 2008, 底質の不均一性を考慮した衛星画像による汎用水深分布予測法, 水工学論文集, 52, 895-900.
- Benny, A. H. and G. J. Dawson, 1983, Satellite imagery as an aid to bathymetric charting of the Red Sea, *The Cartographic Journal*, 20, 5-16.
- Bukata, P.R., Jerome, J.H., Kondratyev, Y.K., Pozdnyakov, D.V., 1995, *Optical Properties and Remote Sensing of Inland and Coastal Waters*, CRC Press, Boca Raton.
- Edwards, A.J. (eds), 2000, *Remote sensing handbook for tropical coastal management*, UNESCO, Paris.
- Goodman, J. A., Purkis, S.J. and Phinn, S.R. (eds), 2013, *Coral reef remote sensing, A guide for mapping, monitoring and management*, Springer, Dordrecht.
- Jerlov, N. G. and Nielsen, E. S., (eds), *Academic*, New York, 1-24.
- Jupp, D.L.B., 1988, Background and extensions to depth of penetration (DOP) mapping in shallow coastal waters. *Proceedings of the Symposium on Remote Sensing of the Coastal Zone, Gold Coast, Queensland, September 1988*, IV.2.1-IV.2.19.
- Lee, Z., Carder, K.L., Mobley, D.C., Steward, G.R., Patch, S.J. Hyperspectral remote sensing for shallow waters. I. A semianalytical model. *Applied Optics*, 1998, 37, 6329-6338.
- Lee, Z., Carder, K.L., Mobley, D.C., Steward, G.R., Patch, S.J., 1999, Hyperspectral remote sensing for shallow water: 2. Deriving bottom depths and water properties by optimization. *Applied Optics*, 1999, 38, 3831-3843.
- Lee, Z., Carder, K.L., Chen, R.F. and Peacock, 2001, Properties of the water column and bottom derived from Airborne Visible infrared Imaging Spectrometer (AVRIS) data, *Journal of geophysical research*, 106, 11639-11651.
- Lyzenga, D.R., 1978, Passive remote-sensing techniques for mapping water depth and Bottom Features. *Applied Optics*, 17, 379-383.
- Lyzenga, D.R., 1981, Remote sensing of bottom reflectance and water attenuation parameters in shallow water using aircraft and Landsat data. *International Journal of Remote Sensing*, 10, 53-69.
- Lyzenga, D.R., Malinas, N.P. and Tanis, F.J., 2006, Multispectral bathymetry using a simple physically based algorithm. *IEEE Transactions of Geoscience and Remote Sensing*, 44, 2251-2258.
- Morel, A., 1974, Optical properties of pure water and pure sea water. *Optical Aspects of Oceanography*,

- Nuridin, N., Komatsu T., Yamano H., Arafat, G., Rani, C. and Akbar AS, M., 2012, Spectral response of the coral rubble, living corals and dead corals; study case on the Spermonde archipelago, Indonesia. Proceedings of the SPIE Asia-Pacific Remote Sensing 2012, 8525, 85251A-1 - 85251A-10.
- Smith, R.C. and Baker, S.K. Optical properties of the clearest natural water (200-800 nm). *Applied Optics*, 1981, 20, 177-184.
- Sagawa, T., Boisnier, E., Komatsu, T., Mustapha, K., Hattour, A., Kosaka, N. and Miyazaki, S., 2010, Using bottom surface reflectance to map coastal marine areas: a new application method for Lyzenga's model. *International Journal of Remote Sensing*, 31, 3051-3064.
- Sagawa, T., Mikami, A., Aoki, N., M., and Komatsu, T., 2012, Mapping seaweed forests with IKONOS image based on bottom surface reflectance. Proceedings of the SPIE Asia-Pacific Remote Sensing 2012. 8525, 85250Q-1 - 85250Q-9.
- Stumpf, R. P., K. Holderied, and M. Sinclair, 2003, Determination of water depth with high-resolution satellite imagery over variable bottom types, *Limnology and Oceanography: Methods*, 48, 547-556.
- Walker, E.R., 1994, *Marine Light Field Statistics*, John Wiley and Sons, New York.

第5章 海外および国内における専門家への訪問調査

本章では、SDB について知識や経験を持つ専門家を訪問して得られた情報について紹介する。

5.1 目的

衛星画像解析によって得られた水深情報を既に海図に採用しているフランス海軍水路部を訪問し、解析技術や運用体制、現状の課題についての知見を得る。また、リーフ海域等での先進的な研究を進めているオーストラリア水路部およびオーストラリア連邦科学産業研究機構を訪問し、最新技術についての情報を収集する。国内においてはサンゴ礁海域を対象とした水深推定技術の研究の実績がある山口大学に訪問し、同様に情報収集を行う。

5.2 フランス海軍水路部訪問調査

5.2.1 具体的な訪問先等

訪問者

一般財団法人日本水路協会 常務理事 加藤 茂

同 日本水路協会 調査研究部長 明石 龍太

一般財団法人リモート・センシング技術センター (RESTEC) 研究員 佐川 龍之

訪問先機関

○名称 フランス海軍水路部 (SHOM : Service hydrographique et oceanographique de la marine)

職員数 約 700 名 (軍人約 57%、文民約 43%、2010 年現在)

所在地 ブレスト市 (大西洋沿岸)

コンタクト者 Laurent Louvart

- ・ HSSC4 (2012/9/26) で衛星測深 (SDB) についてプレゼン。
論文タイトル「THE SATELLITE DERIVED CHART (1983-2012)」
- ・ IRCC5 (2013) で衛星測深についてプレゼン。

*用語

SDB : Satellite Derived Bathymetry

HSSC : 水路業務・基準委員会

IRCC : 地域間調整委員会

5.2.2 訪問調査内容

(1) 日時：2014/10/1

(2) 場所：フランス、ブレスト、SHOM

(3) 参加者

日本水路協会：加藤常務理事、明石調査研究部長

RESTEC：佐川研究員

SHOM：François Le Corre 氏 (Branch head)

Jean-Paul Tournay 氏 (水路技術者)

* SHOM の Laurent Louvart 氏は急用のため不参加。

(4) 会議概要

SHOM では、衛星画像解析技術を海図作成にとり入れており、既に 100 枚以上の生産実績がある。今回の訪問では、衛星画像解析技術や海図生産体制および日本で同様の解析を実施する場合の課題等についてお話をうかがった。当日の会議の項目は以下の通り。

- ・関係者紹介 (全員)
- ・日本のプロジェクトと訪問の目的の説明 (加藤常務)
- ・SHOM の SDB (satellite derived bathymetry) および SDC (satellite derived chart) 業務の紹介 (Tournay 氏、Le Corre 氏)
- ・質疑応答、議論 (全員)

SHOM の業務紹介では、事前に日本側から連絡した質問事項に沿って説明いただいた。質問内容、SHOM の業務紹介資料については別紙参照。

(5) SHOM の衛星画像を用いた水深解析業務

・概要

SHOM では、リモートセンシング技術による海図作成についての調査を 1986 年に開始した。1994 年には調査段階を終え、1995 年からは衛星画像を活用した海図の作成を開始している。衛星画像解析の目的は、衛星画像から得られる水深や沿岸の特徴によって、海図を更新、完成させることであり、航海の安全や統合沿岸域管理 (ICZM) に役立てることである。これまで、SHOM では 118 枚の衛星画像を利用した海図を作成している (図 5.1)。

2003 年に海図のデジタル化を開始し、2007 年以降は紙媒体の海図生産を終了している。衛星画像は長い間 SPOT 衛星の画像のみを扱っていたが、2013 年に Pleiades 衛星の画像利用も検討し、現在はこの二つの衛星画像を水深解析に利用している。

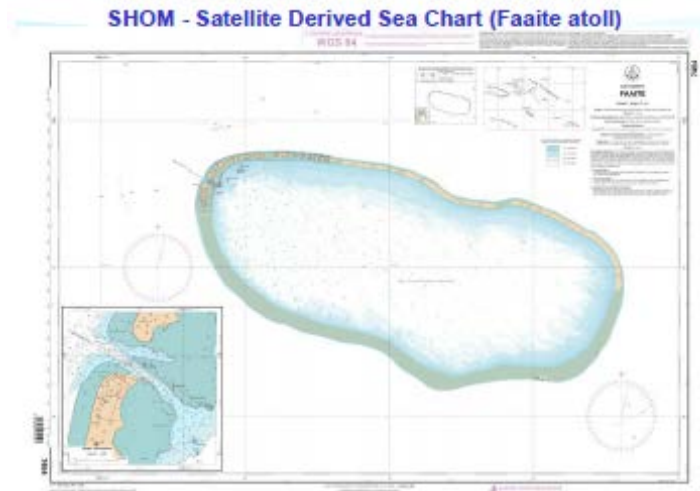


図 5.1 SHOM で作成している衛星画像を利用した海図の例

・計画

明確なロードマップがあるわけではないが、海図の生産計画はある。研究等は必要に応じ随時行っているようである。

・利用者、要求

衛星画像解析情報は SHOM 内の水路技術者、海図技術者、海洋情報技術者に提供される。解析によって得られる情報は、沿岸の地形、海底の被覆物の種類および推定された浅海域の水深がある。

・解析環境

解析プログラムは主に GIS ソフト ENVI のプログラムとして実装している。結果は ArcGIS で閲覧している。

・精度

水深 0-5m では水深の 30%、5-20m では水深の 10%程度の誤差を含む。5-10m では IHO S-44 の基準を満たしている。水深 0-5m で精度が低いのは底質のばらつきや波、表面散乱など不確定要素が多いからである。

・条件、限界

透明度が高く、波が無く、衛星高度が高く、底質は砂地で均質なほど高精度で水深を推定することができる。条件が良ければ水深 30mまで解析できる。ただし、30mまで解析できたのは過去 16年間で 2 シーンだけ。SHOM ではおもにポリネシアなど透明度が高いサンゴ礁海域を解析している。

- ・使用する衛星画像について

SPOT 衛星および Pleiades 衛星（2013～）の画像のみを解析に使用している。これらはフランスの衛星であり、30%のディスカウントが得られことが主な理由であるが、同様のスペックの衛星画像であれば同様の解析が可能とのこと（例 IKONOS、ALOS/AVNIR-2）。データの取得条件をプロバイダに指定し、使用する衛星画像の候補を絞っている。最終的に使用する画像の品質はサムネイルでチェックを行い選定している。

同じ海域において複数の画像を解析すると複数の解析結果が出るが、そのマージ方法については結論が出ていない。これまでは1枚ごとに処理を実施している。

新規撮影で解析する場合、良好なデータ取得に2年程度必要。

- ・解析結果データ形式

解析結果はシェープファイルとし、属性に説明を記述。ENC、S-57 フォーマット（国際電子海図の標準規格）にあわせる。

解析不要場所はマスク。NDVI で植生抽出。潮間帯も抽出。品質は目でチェック。透明度の低い場所は精度が低いと属性に入っている。

- ・解析手法概要

Lyzenga の手法解析を実施。まず、前処理として、透明度低い場所やサンゴ礁はマスクする。サンゴ礁は砂と色が大きくなるので区別できるとのこと。サンゴ礁も、透明度も何らかの指標（例 透明度については G^2/R を使用、サンゴ礁については不明。*G、R はそれぞれ緑、赤バンドの輝度値）を算出して、判読で閾値を推定。

マスクした画像データから解析に必要なデータをサンプリング。サンプルは 15km^2 に2エリアサンプリング。1エリアごとに10ライン調査。水深は0-30mの範囲を調査。砂地のみでトレーニングデータを取得し、全域に適用。底質が砂地かサンゴ礁かは衛星画像で事前に判別し、サンゴ礁の海域を避けた調査ラインを設定する。ただし、砂地のみから得られた水深モデルのパラメータは、サンゴ礁ではそのまま適用すると誤差が大きくなるため、パラメータの値を調整している。基本的に完全に自動化しているわけではなく、GISでいろんな情報と比較し、品質管理している。浅い場所が重要なので、航海の安全を考え、浅い場所が確実にわかるようにしている。例えばサンゴ礁域は広めに出るようにしている。

SHOM の方法は万能ではなく、ミクロネシアなどにおいて使えるが、日本で使う場合には藻場なども考慮する必要があり、改良する必要がある。そのままでは精度が落ちるだろうとのこと。

- ・大気補正

大気補正は Lyzenga の水深推定アルゴリズムに含まれている。

- ・潮高補正

解析には現地調査で取得した水深データを用いるが、この水深データが補正されて海図の基準と一致するものになっていれば、衛星画像で得られる水深も海図と同じ基準の水深となる。

- ・幾何補正

DEM（標高データ）は使っていない。これまで標高が低い場所しかやっていない。必要なら SPOT で作成したものが使える。

- ・他の解析手法

2014 年より物理モデルベースの手法を研究しているが結果は出ていない。

- ・海図作成実績

これまで 118 枚の衛星画像由来の海図がある（70%衛星画像の情報を使用）。紙の海図はもう作っていない。おもにポリネシアなどを解析。

- ・海図作成体制

水路技術者：GCP と水深の現地調査を実施。

水路技術者：リモートセンシング専門家（衛星画像 2 人、航空画像 2 人）。衛星画像を解析して水深、その他地形に関する情報を抽出。

海図技術者：衛星で得られた情報とその他の情報（過去の海図や音響測深のデータなど）

- ・解析費用

現地調査チームで 2 日、解析作業 400H（topographic map という海岸線と一部の水深だけ示したものは 300H）。費用 3100 ユーロ。

- ・データ更新頻度

更新頻度は 10-15 年に一回。水路技術者より要請があれば 5 年程度での更新もある。

- ・GMES サービスの利用について

水路部（Hydrographic Service）ではなく海洋情報部（Oceanographic Service）で関与しているが、GMES のサービスはまだ始まっていないのではないかとのこと。

5.3 オーストラリア水路部およびCSIROへの訪問調査

5.3.1 訪問先等

(1) 訪問者

一般財団法人日本水路協会 常務理事 加藤 茂

同 日本水路協会 調査研究部長 明石 龍太

一般財団法人リモート・センシング技術センター (RESTEC) 研究員 佐川 龍之

(2) 主な訪問先機関

○名 称 オーストラリア海軍水路部 (AHO : Australian Hydrographic Office)

職員数 417名 (軍人285名、文民132名、2008年現在)

所在地 本部 ニュー・サウスウェールズ州 ウーロンゴン市 (シドニー南南西約70km)

組織等 本部の他に海洋調査部がケアンズに海象・気象観測課、水路測量学校がシドニーにある。

- ・本部：部長、次長、技術開発課、海図・海洋情報管理課 (約140名、内軍人20名)
- ・海洋調査部：測量船・航空機等運航要員 (約250名、全て軍人)
- ・海象・気象観測課：30名 (内軍人15名)
- ・コンタクト者 (LCDR) Scott Rivett

○名 称 オーストラリア連邦科学産業研究機構 (CSIRO : Commonwealth Scientific and Industrial Research Organisation)

職員数 約6500人

所在地 本部 キャンベラ (シドニー南南西約280km)

組織等 オーストラリア教育科学訓練省の研究開発機関。支所は国内外合わせて57箇所

- ・キャンベラブラックマウンテンにあるCsiro Land and Water
- ・研究費の30%程度は外部資金より調達。

コンタクト者 Arnold. G. Dekker

- ・IRCC6で衛星水深についてプレゼンを行っている。
- ・関連論文「Bathymetry from satellites for hydrographic purposes」

Shallow Survey 2012 (Wellington, New Zealand, 22 February 2012)

用語等

SDB : Satellite Derived Bathymetry、IRCC : 地域間調整委員会

5.3.2 訪問調査内容

(1) 日時：2014/09/17

(2) 場所：オーストラリア、キャンベラ、CSIRO（ブラックマウンテン、ライブラリ）

(3) 参加者

日本水路協会：加藤常務理事、明石調査研究部長

RESTEC：佐川研究員

CSIRO：Dekker 教授、Botha 博士

AHO：Brett Brace 部長（懇親会のみ）、Rutherford 氏

Geoscience Australia：Minchin 博士、Thankappan 氏

* AHO の Scott Rivett 氏は急用のため不参加。

(4) 会議概要

AHO では衛星画像解析技術を海図作成にはまだ取り入れていないが、先端技術をもつ CSIRO と実用化に向けた調整中である。今回の訪問では、AHO に CSIRO の Dekker 教授を紹介していただき、CSIRO 技術の現状と実用化に向けた今後の展開についてお話をうかがった。当日の会議の項目を以下にまとめた。

- ・関係者紹介（全員）
 - ・日本のプロジェクトと訪問の目的の説明（加藤常務、佐川研究員）
 - ・IRCC6 レビュー（Dekker 教授）
 - IRCC6 の資料を基に衛星画像による水深解析の概要説明。
 - ・衛星水深解析の現状（Botha 博士）
 - 最新の研究状況、技術の詳細について説明。
 - ・Data Cube のプレゼン（Minchin 博士）
 - ・議論（全員）
 - ・SAMBUCA デモンストレーション（Botha 博士）
- * 当日のアジェンダ（英語）については別紙参照。

(5) CSIRO の衛星水深解析について

・概要

CSIRO では2001年より、藻場やサンゴ礁などの海底をマッピングする目的で研究を開始。基本的に CSIRO だけで研究開発してきており、GIS ツール ENVI に組み込んだ SAMBUCA という解析プログラムを作成している。水深データは、物理モデルで解析する際に出てくる成果物の一つであり、抽出したい目的そのものでは無いが、近年その技術を必要とされ、さまざまな関連プロジェクトがある。

- ・需要

海拔の低い国では水深の変化は重要であるし、軍事面では海岸付近での傾斜が知りたいなど様々な需要があるとのこと。オーストラリア水路部とはこれまでも実用化に向けた調整をしているが、具体的な形でプロジェクトは進行していない。現在の具体的な顧客については不明。

- ・今後の計画等

目下の課題は、SAMBUCA を一般ユーザーが使えるようなソフトウェア化することである。現状、SAMBUCA は ENVI の IDL で実装され、コードは無償で提供することが可能だが、誰でも使えるようになってはおらず、使用には CSIRO の担当者によるトレーニングが必要である。

Landsat を用いた SAMBUCA の自動化プロジェクトを今後 1 年かけて計画中とのこと。

Dekker 教授より日本水路部とオーストラリア水路部の共同プロジェクトとして発展できないかとの提案もあったが具体的には結論を出すには至らなかった。

- ・SAMBUCA

GIS ソフトウェア ENVI 上で動作する IDL 言語で記述された衛星画像による水深解析用のソースコードで、CSIRO が開発した。コードは CSIRO より無償で提供することが可能だが、誰でも使えるようになってはおらず、使用には CSIRO の担当者によるトレーニング等が必要であり、一般ユーザーが使えるようなソフトウェア化を検討している。また、日本に適用する場合にはパラメータのチューニングが必要である。

もともとハイパースペクトル用に開発されたコードだが、ALOS/AVNIR-2 にも適用できるようにカスタマイズされてある。その場合に解析に使用するバンドは主に可視光の 3 バンドで近赤外はサンプリング補正にのみ用いる。

CSIRO は SAMBUCA の日本への導入協力には積極的であり、CSIRO の技術者によるチューニングやトレーニングの費用が確保できれば可能とのことだが、チューニング等には時間やコストがかかり容易ではないと考えられる。

なお、日本側で実行環境を整える場合には、具体的な実装で不明な点が多く、同じものを作るには CSIRO の協力なしではできない。ただし、ハイパースペクトルデータを解析するためのアルゴリズムは公開されているため、必要な光学特性データのライブラリなどを準備すれば、日本側単独でも類似のものは作成可能。

- ・精度

精度は条件により様々であるが、信頼度をあらわす指標を作成している。条件がよければおおよそ水深に対し 10%程度の誤差の鉛直方向の精度が得られる。

- ・条件、限界

透明度が高く、波が無く、衛星高度が高く、サンダリングが生じない幾何条件であり、底質は砂地で均質なほど高精度で水深を推定することができる。条件が良ければ水深 20m まで解析することも可能だが、一方で透明度が低すぎたりサンダリングが強すぎたりするなどの悪条件下では全く解析できないこともある。

- ・大気補正

大気補正も非常に重要な要素であるが、これは MODTRAN をカスタマイズして実施されている。しかし自動化はされておらず、いくつかのモデルで実施した後の選定が必要となる。Landsat については自動化されたものがあるとのことだが、これを用いた SAMBUCA の自動化プロジェクトを今後 1 年かけて計画中とのこと。

- ・使用する衛星画像について

入力画像については幾何条件によりサンダリングを避ける条件を考慮することが必要。GeoScience ではプラグインで自動的にソートできる仕組みを導入。

- ・潮位補正

潮位補正は海図を目的としていないので SAMBUCA には含まれていない。

(6) オーストラリア水路部について

オーストラリア水路部は Hydrographer の下 4 つの部門で構成され、今回会議に出席した Rutherford 氏は、Defence 部門に所属している。

AHO

-----Hydrographer

-----Nautical Chart

-----Hydrogy

-----System

-----Defence (Rutherford 氏)

現在のところ、海図への衛星画像の採用は検討していないようだが、沿岸付近の傾斜などの参考情報の取得に関して、Rutherford 氏と Dekker 教授の間で調整している。

(7) 国際水路会議 IHO について

現在のところ、IHO 参加国の中で海図に衛星画像を用いているのはフランスのみであり、米国では調査計画の参考に用いているだけである。技術としては大きく分けて、フランスの

採用している経験的な方法 (empirical method) と CSIRO などが取り組んでいる物理的な方法 (physics based method) がある。Dekker 教授より、次回の IHO で衛星水深解析 (SDB) の国際標準化について議論し、オーストラリア水路部としては CSIRO の用いている物理的な方法を提案してはどうかという提案があった。

(8) Data Cube (Geoscience Australia)

Minchin 博士より Geoscience Australia の Data Cube というデータアーカイブサービスについての説明があった。Data Cube は多くの衛星画像を時系列で対応付けできるように格納しており、ユーザーに様々な情報を要約して提供する。例えば、潮間帯の水際を時系列に解析し、過去に水面下であった頻度などを結果として見ることができる。現状は Landsat のデータでオーストラリア全域についてプロトタイプを作成中だが、国際的に発展していきたいとのこと。ALOS/AVNIR-2 のデータも利用したいとの要望があるが、現状はライセンスの問題で利用していない。

5.4 山口大学神野研究室への訪問調査

5.4.1 訪問先等

(1) 訪問者

一般財団法人リモート・センシング技術センター (RESTEC) 研究員 佐川 龍之

(2) 訪問先

訪問者 山口大学大学院理工学研究科 助教 神野 有生

参考論文 「衛星画像を用いた水深分布予測における空間的自己相関性の利用可能性」

(水工学論文集, 53, 2009)

5.4.2 訪問調査内容

(1) 日時 : 9/04 14:00-17:30

(2) 場所 : 山口大学工学部 (宇部)

(3) 参加者

RESTEC : 佐川研究員

山口大学 : 神野助教

(4) 会議概要

神野先生は博士論文で衛星画像による水深解析をテーマとした研究を行っており、現在も研究テーマの一つとしている。水深解析技術の現状と今後の展開についてお話をうかが

った。当日の会議の項目は以下の通り。

- ・水路協会事業の説明
- ・水深解析技術についての質疑応答
- ・解析プログラムのデモ

(5) 水深解析技術について

・概要

神野研究室では、沿岸流解析のための基礎データとして、衛星画像から沿岸の水深分布を算出する研究を行っている。解析手法はLyzenga (1978, 1981) の経験的手法 (empirical method) と呼ばれる方法を発展させたものであり、基本的には衛星画像上で水深が既知の学習データを基にした解析を行うが、現在はLyzenga (2006) の方法を発展させ、学習データを必要としない水深解析方法にも取り組まれている。

衛星画像による水深解析は神野先生の専門であり、神野研究室の研究成果も十分に活用していただきたいとのこと。

・リモートセンシングによる水深解析研究の目的と目標

既存の水深推定法の精度向上および現地測深データができるだけ少なくて済むような水深推定法の開発。粗い現地測深データの高密度化し、沿岸域の数値流動・波浪解析への入力としての利用することを想定している。

・研究チーム

水深解析は研究室のみで行っている。波浪解析への応用で鯉淵研究室と共同研究。

・精度

条件に左右されるが、おおむね水深の 10%-30%の精度が得られる。

・マッピングの条件、限界について

水の濁りなどの光学特性に左右される。水深は理想的な条件下で 25m 程度まで解析できる。

・必要なデータ

現地測深データ (数十～数百地点) と衛星画像

・衛星データ

地形を捉えるのに必要な空間分解能を備えていて、出来るだけバンドが多いもの。

サンゴ礁なら、たとえば WorldView-2 (マルチスペクトル; 空間分解能 2m×8 バンド)

Landsat や quickbird でも解析実績あり。どのバンドが効果的かも検証。

- ・解析方法について

Lyzenga の方法のような empirical な方法がよい。統計的な手法が最もよいがトレーニングデータ数も多く必要。

- ・海図への活用について

これまでは特に考えていない。更新箇所の検出には役立つのではないかとのこと。

- ・シミュレータ

モンテカルロシミュレータという数値シミュレーションモデルを開発。人件費等確保できればプロジェクトでも利用可とのこと。

- ・プログラムについて

R という統計ソフトで実装している。これらは無償でプロジェクトに提供可能とのこと。

5.5 訪問調査まとめ

訪問調査を実施した研究機関のうち、海図を意識して衛星画像による水深解析を実施している機関は SHOM だけであり、衛星画像解析から海図作成までの長年に亘る実績もあり、実用面で信頼性が高い技術を保有していると言える。CSIRO で実施している方法は研究としては最先端の技術の一つと言えるが、実用化に当たってはまだ解決すべき課題が残っている。山口大学の研究は SHOM の手法をさらに改良できる可能性があり期待ができる。

第6章 SDB 解析手法の開発と実装

本章では、文献調査と訪問調査の結果を元に開発および実装した SDB 解析システムについて説明する。

6.1 本研究調査における開発方針

衛星画像から SDB を作成するまでの概略は第4章で説明した通りであり、本研究調査でも基本的には同様の方法で衛星画像の解析を行う。ただし放射量解析による水深の算出方法についてはいくつかの方法があるため、いずれかの方法を選択する必要がある。

2000年に熱帯域の沿岸域リモートセンシング方法についてまとめた「Remote Sensing Handbook for Tropical Coastal Management」では、Benny and Dawson (1983)と Jupp (1988) および Lyzenga (1978)の方法を比較しており、Jupp (1988)の方法が一番精度が良いと結論付けている。しかしながら、Benny and Dawson (1983)と Jupp (1988)の方法では、海底面の反射率を一定と仮定しているために、サンゴ礁や藻場などがあり海底面の被覆物が一定でない場合には仮定が成り立たず精度が低下する。その場合、事前に海底面被覆物の種類により海底を分類し、分類エリアごとで水深推定を行うことで精度の向上が期待できるとしている。しかしながら、海底面被覆物の分類はそれ自身がリモートセンシング技術の課題の一つであり、容易ではない。

2013年に Goodman らがまとめた「Coral Reef Remote Sensing, A Guide for Mapping, Monitoring and Management」によれば、マルチスペクトルやハイパースペクトルバンドのデータを用いることで、上記の海底面被覆物の多様性の問題を克服することができる。マルチスペクトルやハイパースペクトルバンドのデータを用いる解析方法には、Lyzenga (1978)の方法や Lee (1998; 1999)の方法が該当する。Lyzenga (1978)の方法は水深が既知のデータを学習データとして用いるために経験的手法 (empirical method) と呼ばれ、Lee (1998; 1999)の方法は衛星画像以外の入力データを必要とせず、半経験的手法 (semi-empirical) または物理モデルベースのインバージョン法 (inversion method) と呼ばれている。

Goodman らによると、インバージョン法は技術的な課題も多く、今のところ既成の処理ソフトウェアは存在しない。また、インバージョン法はハイパースペクトルバンドを想定しており、衛星画像に適用する場合には十分なバンド数 (Leeの方法で5バンド以上) を可視域にもつ高空間分解能のセンサが存在しないために、何らかの経験式や仮定を新たに設定して未知数を減らす必要がある (5.3項オーストラリア水路部および CSIRO 訪問調査参照)。

一方、Lyzenga (1978)の方法は実用的であり、水深が既知のデータがあれば、画素値と直接比較してモデルのパラメータを求めることで、大気補正值やその他の影響を改善できることが強みである。

IHO-IOC GEBCO Cook Book では LANDAT8 を用いた SDB 作成方法が紹介されている。ここで

用いられている方法は Stumpf et al (2003) に基づく方法であり、Lyzenga (1978) の方法と同じく学習データを必要とする経験的手法である。しかしながらこの方法は、Benny and Dawson (1983) や Jupp (1988) の方法と同様に海底面反射率が一定であることを前提としている。

本研究調査では、サンゴ礁や藻場など海底面被覆物の多様性に対応でき、解析によって得られた水深データの海図への採用実績もある (5.2 項フランス水路部訪問調査参照) Lyzenga (1978) の方法を水深算出手法として選択する。また、比較のため、最も基本的な方法である Benny and Dawson (1983) の方法および IHO-IOC GEBCO Cook Book で採用されている Stumpf et al (2003) の方法でも試験解析を行う。

6.2 SDB 作成方法

衛星画像を解析し、SDB を作成するフローの概略を図 6.1 に示す。本事業における基本的な処理は、Lyzenga (1978) の方法を主体として発展させている。

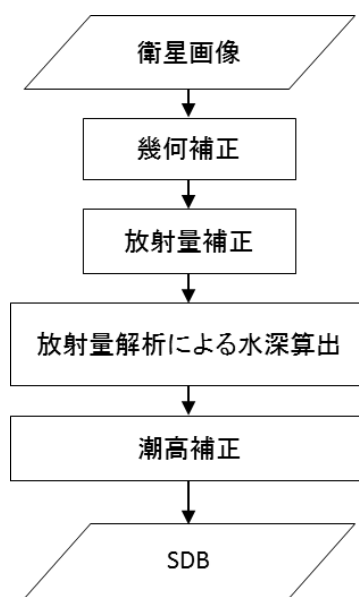


図 6.1 SDB 作成フロー

6.2.1. 幾何補正

幾何補正では、衛星データに含まれる幾何学的な歪みを除去することで、衛星画像上の対象物と地理座標の対応付けを行う。

本事業では WorldView-2 または 3 の衛星画像のオルソレディ標準プロダクト (OR2A) に対してオルソ幾何補正処理を実施している。本製品の「衛星画像プロダクトガイド」によると、オフナディア角 30° 以下の場合で位置精度は 5mCE90% (Circular error with 90 % confidence) である。なお、CE90%とは誤差の 90%がその値を半径とする円に含まれるとい

うことである。

なお、本事業では、水平方向の位置精度を確認するために陸域の水平精度も必要と考え、比較的高精度な DEM を用いたオルソ幾何補正処理を実施しているが、海域における位置精度には影響を与えないため、粗い DEM を用いて幾何補正した製品であるスタンダード（2A）を用いても SDB の位置精度には影響しない。

6.2.2. 放射量補正

放射量補正では、センサの姿勢や太陽高度などの幾何的要因や大気中の成分の変化により生じる衛星画像の放射量データのばらつきに対する補正を行う。

図 6.2 は海域において、衛星で観測される放射輝度についての概略図である。衛星で観測される全放射輝度 L_T は次式の簡易的なモデルで表すことができる。

$$L_T(\lambda) = L_M(\lambda) + L_A(\lambda) + L_{MA}(\lambda) + t(\lambda)L_W(\lambda) + t(\lambda)L_G(\lambda) + t(\lambda)L_{WC}(\lambda) \quad (6.1)$$

L_M : 気体分子の散乱光成分

L_A : エアロゾルの散乱光成分

L_W : 海面射出放射輝度（water-leaving radiance）と呼ばれる、海水中から海面を
通って上向きに放射される光の成分

L_{MA} : 気体分子-エアロゾル相互作用

L_G : サンダルト光

L_{WC} : ホワイトキャップ

λ : 波長

t : 海面から衛星までの間の大気透過率

ここで、

$$t(\lambda) = t_M(\lambda)t_A(\lambda)t_{OZ}(\lambda) \quad (6.2)$$

t_M : 気体分子に由来する透過率

t_A : エアロゾルの透過率

t_{OZ} : オゾン等の吸収による透過率

放射量補正では、衛星データから、式（6.1）の海水射出放射輝度 L_W の情報を抽出することが目的となる。

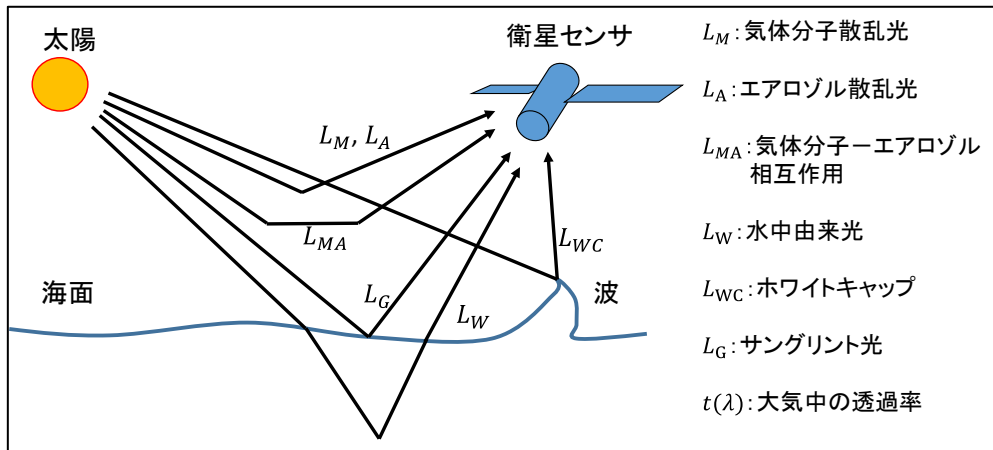


図 6.2 海洋観測衛星により観測される放射輝度成分

本事業では、図 6.3 の放射量補正フローに示した通り、TOA (Top of the Atmosphere) 放射輝度変換、TOA 反射率変換、大気補正を実施した。

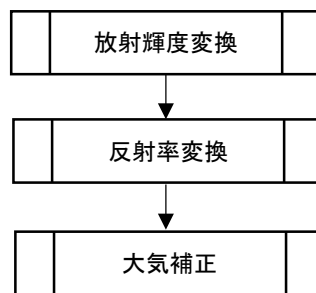


図 6.3 放射量補正処理フロー

放射輝度変換、反射率変換では、デジタルグローブ社公開の「Radiometric use of WorldView-2 imagery」に従い、衛星画像データの輝度値を大気頂上反射率に変換した。

衛星搭載の光学センサは計測した電磁放射の強さを、DN (digital number) 値として記録する。DN 値は同じ強さの電磁放射を記録してもセンサや観測条件により異なる値となるが、センサの設計者や運用者等により変換式および校正係数が提供されれば物理量である放射輝度に変換することが可能である。式 (6.3) に変換式の例を示す。

$$L_{\lambda Pixel, Band} = K_{Band} \cdot DN_{Pixel, Band} / \Delta\lambda_{Band} \quad (6.3)$$

$L_{\lambda Pixel, Band}$: 大気上端の放射輝度 ($W \cdot m^{-2} \cdot sr^{-1} \cdot \mu m^{-1}$)

K_{Band} : 変換係数 ($W \cdot m^{-2} \cdot sr^{-1} \cdot count^{-1}$)

$DN_{Pixel, Band}$: 衛星画像の値 (count)

$\Delta\lambda_{Band}$: 有効帯域幅 (μm)

変換した放射輝度値は、センサの位置における値のため、地表面等の観測値と区別して

TOA 放射輝度とも呼ばれる。

また、季節や衛星センサの観測角による太陽放射量の違いの影響を除去するために、式(6.4)を用いて、放射輝度を反射率に変換する。

$$\rho_{\lambda_{\text{Pixel,Band}}} = \frac{L_{\lambda_{\text{Pixel,Band}}} \cdot d_{ES}^2 \cdot \pi}{E_{\text{sun}_{\lambda_{\text{Band}}}} \cdot \cos(\theta_s)} \quad (6.4)$$

$L_{\lambda_{\text{Pixel,Band}}}$: 放射輝度 ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{sr}^{-1}\cdot\mu\text{m}^{-1}$)

d_{ES} : 太陽地球間距離 (AU : Astronomical Units)

$E_{\text{sun}_{\lambda_{\text{Band}}}}$: 分光太陽照度 ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\mu\text{m}^{-1}$)

θ_s : 太陽天頂角 (degrees)

この反射率も、センサの位置における値のため、TOA 反射率とも呼ばれる。

大気補正では、式(6.1)から、 L_W 以外の成分を除去することが目的である。なお、放射輝度と反射率の関係は式(6.4)で示した通り、同じ画像については一定の係数を用いて変換できるため、どちらの単位で扱う場合でも基本的な補正の考え方は変わらない。

式(6.1)のうち、 L_{WC} は極力影響の少ない画像を解析対象として選択することで避けることとする。他の成分について、 L_G 以外の成分を L_S とすると、 L_S は同じ画像については、画像内ではほぼ一定考え、水深の深い海域の輝度を差し引く方法がある。

$$L' = L - \bar{L}_{\text{deep}} \quad (6.5)$$

L' : 補正後の放射輝度 ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{sr}^{-1}\cdot\mu\text{m}^{-1}$)

\bar{L}_{deep} : 水深の深い輝度の平均値 ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{sr}^{-1}\cdot\mu\text{m}^{-1}$)

L_G については、 L_{WC} と同様に、画像選択時に極力影響の少ない画像を選択するが、影響が小さい場合には補正処理により除去できる可能性がある。 L_G は海面傾斜により、画像中でもばらつきを持つが、各可視バンドにおける L_G の値は、近赤外バンドの値と相関があることが報告されている (Lyzena et al., 2006; 神野ら, 2008)。バンド i のサンダリント光 L_{iG} は、2つの近赤外バンド o 、 p のサンダリント光 L_{oG} 、 L_{pG} と次式で関連付けられる。

$$L_{iG} = \alpha + \beta L_{oG} + \gamma L_{pG} \quad (6.6)$$

ここで、 α 、 β 、 γ は回帰係数である。式(6.5)から L_{iG} をさらに差し引くことで、サンダリント補正が実施できる。

6.2.3. 放射量解析による水深算出

水深の算出は放射量データを解析することにより行うがここでは Lyzena (1978) の方

法に基づいて実施する。Lyzenga (1978) のモデルでは、大気補正後の放射輝度は次式で表される。

$$L_i' = \alpha_i r_i \exp(-K_i g Z) \quad (6.7)$$

L_i' : i バンドの補正後の放射輝度 ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{sr}^{-1}\cdot\mu\text{m}^{-1}$)

α_i : i バンドの太陽の分光放射照度で、大気中及び水面での光の透過率さらに海面での光の屈折による減衰を含む係数 ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{sr}^{-1}\cdot\mu\text{m}^{-1}$)

r_i : i バンドの光の海底面の反射率

K_i : i バンドの水中の光の拡散消散係数 (m^{-1})

g : 水中での光の通過距離を考慮する幾何的係数

Z : 水深 (m)

ここで、両辺の \ln を取ると次式に変換できる。

$$\ln L_i' = \ln \alpha_i r_i - K_i g Z \quad (6.8)$$

さらに、 $X_i = \ln L_i'$ と置くと、 X_i は Z と線形の関係であることが分かる。これに基づき、Lyzenga (1978) は以下の式で水深を推定することを提案している。

$$Z = \beta_0 + \sum_{i=1}^N \beta_i X_i \quad (6.9)$$

ここで、 N は可視域のバンド数、 β_i は回帰係数である。Lyzenga et al (2006) によると、利用できるバンド数が多いほど水深推定精度は向上する。

(6.9) 式の線形回帰モデルの回帰係数は学習データを用いて最小二乗法で求めることができる。

6.2.4. 潮高補正

潮高補正では、潮汐の影響を考慮して、衛星画像から推定した水深を最低水面からの水深に換算するための補正を行う。図 6.4 に水深と潮高補正值の関係を示す。放射量解析により水深を推定する際は、衛星観測時の水深 B を水深として扱う。このため、学習に使用する水路測量データなどは、補正が必要となる。水深推定後、SDB は最低水面からの水深 A として出力するための補正を行う。

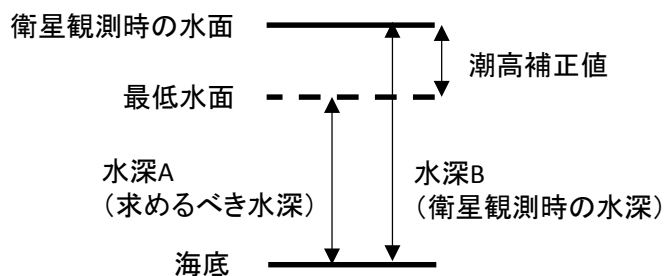


図 6.4 水深と潮高補正值の関係

6.3 解析システム

6.3.1 システム概要

本事業における解析システムの構成を図 6.5 および図 6.6 に示す。解析する衛星画像として幾何補正していないプロダクトを扱う場合には、あらかじめ幾何補正を ArcGIS (Ver 10.1、ESRI 社) で行う。幾何補正済みプロダクトを扱う場合にはこの処理は必要ない。次に、前処理として学習画像用ポリゴン作成処理を QGIS (Ver 2.12、Free Software Foundation, Inc) を用いて行う。SDB 作成および精度算出処理は本事業で開発したツール (BathymetryMapper Ver 2.0) を用いて実施する。

幾何補正ではオルソ幾何補正および GCP を利用した補正を実施するが、これらは ArcGIS の標準的な機能を利用している。QGIS による学習画像用ポリゴン作成処理では、地理情報をもったポリゴンを描画する QGIS の標準的な機能を利用している。メインプログラムである BathymetryMapper は RESTEC 保有の沿岸域解析用プログラム (CMOBAH Ver 2.0) を本事業用に改変したツールで、C 言語で構築している。図 6.7 に BathymetryMapper の操作画面の例を示す。BathymetryMapper では、地理情報を扱うためのライブラリとして GDAL (2.1.0) をグラフ描画ツールとして gnuplot (4.6.3) を利用している。

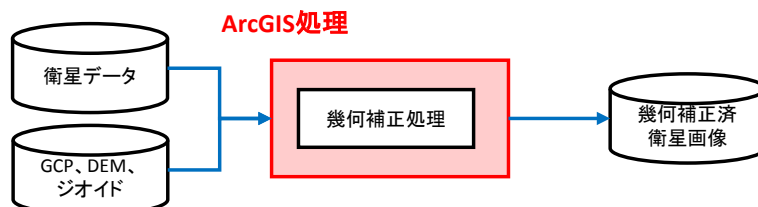


図 6.5 幾何補正処理

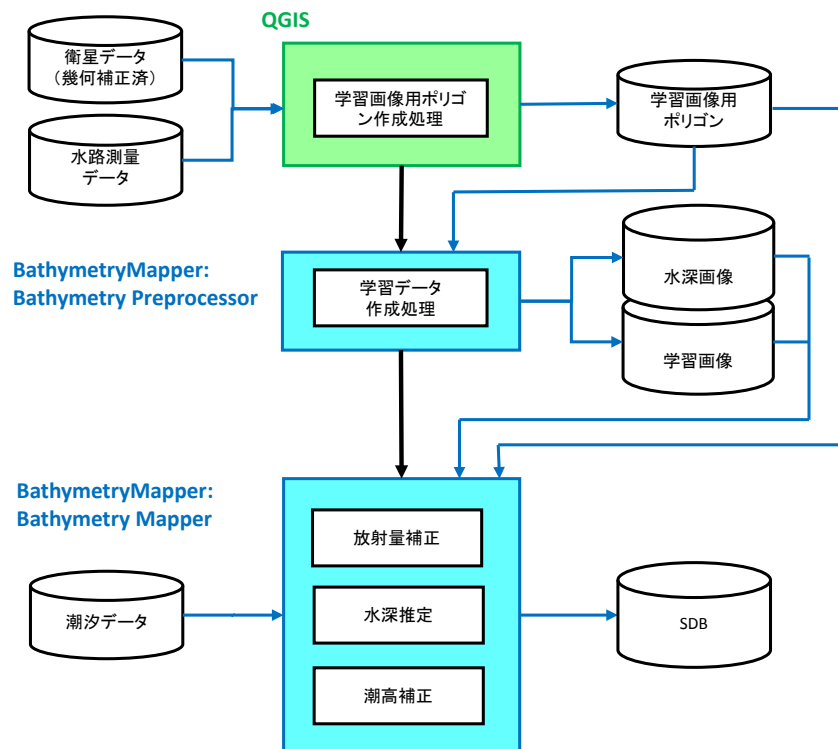


図 6.6 SDB 作成処理フロー

各処理内容の詳細については項目ごとに説明するが、ArcGIS を用いた幾何補正の具体的な実施方法については同ソフトウェアのマニュアルを参照することとし、ここでの説明は省略する。また、本事業で開発した BathymetryMapper とそのツールに必要な QGIS による前処理に関する具体的な操作方法などは別途「BathymetryMapper Ver 2.0 導入マニュアル」（付録）にまとめた。図 6.7 に BathymetryMapper の操作画面の例を示す。

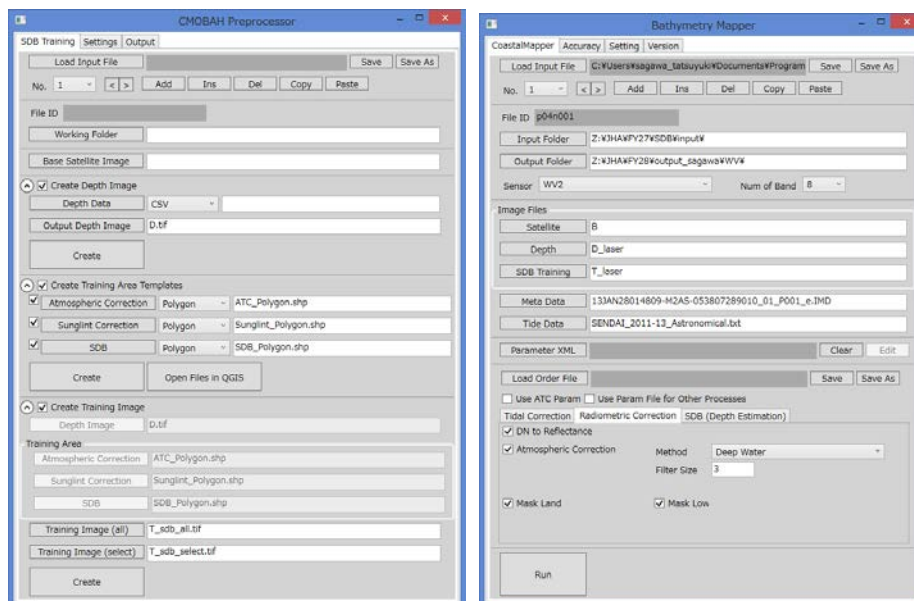


図 6.7 BathymetryMapper の操作画面の例

6.3.2 幾何補正処理

幾何補正は、WorldView-2 または 3 の簡易補正済みの標準プロダクト (2A) を扱う場合には実施の必要は無い。オルソレディ標準プロダクト (OR2A) を扱う場合は、ArcGIS の機能を用いて幾何補正を実施する。

幾何補正処理フローを図 6.8 に示す。入力データとしては、衛星データと数値標高モデル (DEM: Digital Elevation Model) があればよい。DEM には国土地理院発行の 10m メッシュの DEM を用いた。ジオイド情報は ArcGIS のライブラリを利用するが、EGM96 (Earth Gravity Model 1996) を用いている。幾何補正処理入出力データの一覧を表 6.1 にまとめた。

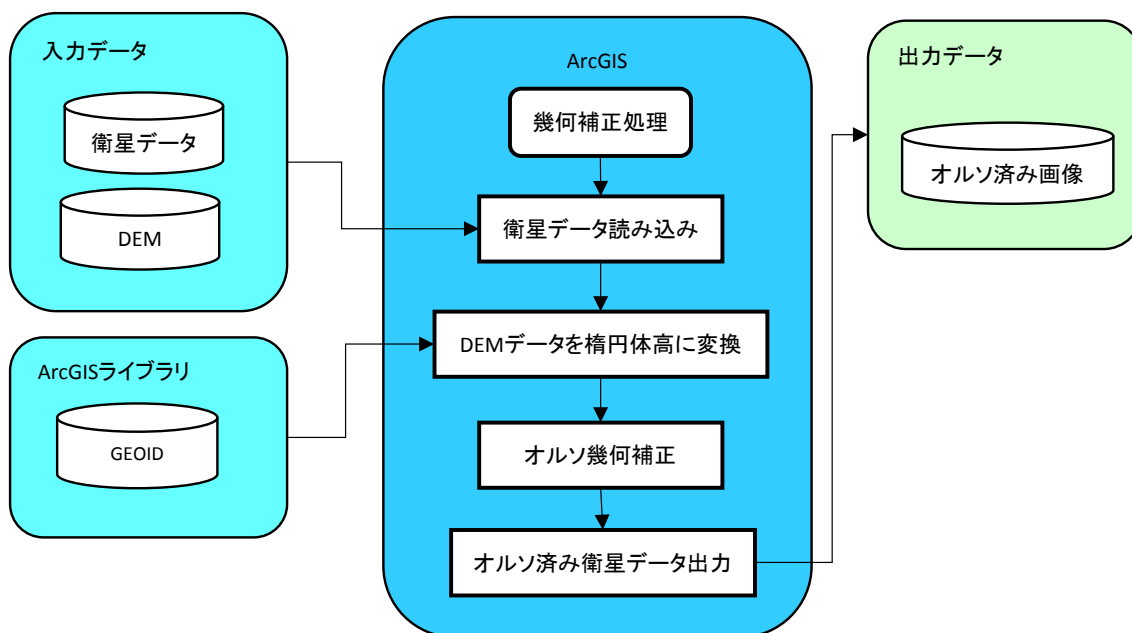


図 6.8 幾何補正処理フロー

表 6.1 幾何補正処理入出力データ一覧

データ		入出力	形式	説明
衛星データ	衛星画像	入力	geotiff/16bit/int	WorldView-2 または 3 のオルソレディ標準プロダクト (OR2A)。
	メタデータ	入力	IMD	WorldView-2 または 3 付属のメタデータ。
	RPC ファイル	入力	RPB	WorldView-2 または 3 付属の RPC データ。
GEOID		入力	ArcGIS のライブラリ	EGM96。ArcGIS のライブラリに格納。
オルソ済み衛星データ	大気補正画像	出力	geotiff/16bit/int	オルソ幾何補正後の衛星画像。

6.3.3 学習データ作成処理

学習データ作成処理では、水路測量データ、衛星画像データ、学習画像用ポリゴンを用いて、衛星画像解析に必要な学習画像を作成し、データのリサンプリングやフォーマットの統一を行う。学習データ作成の処理フローを図 6.9 に、入出力データ一覧を表 6.2 に示す。

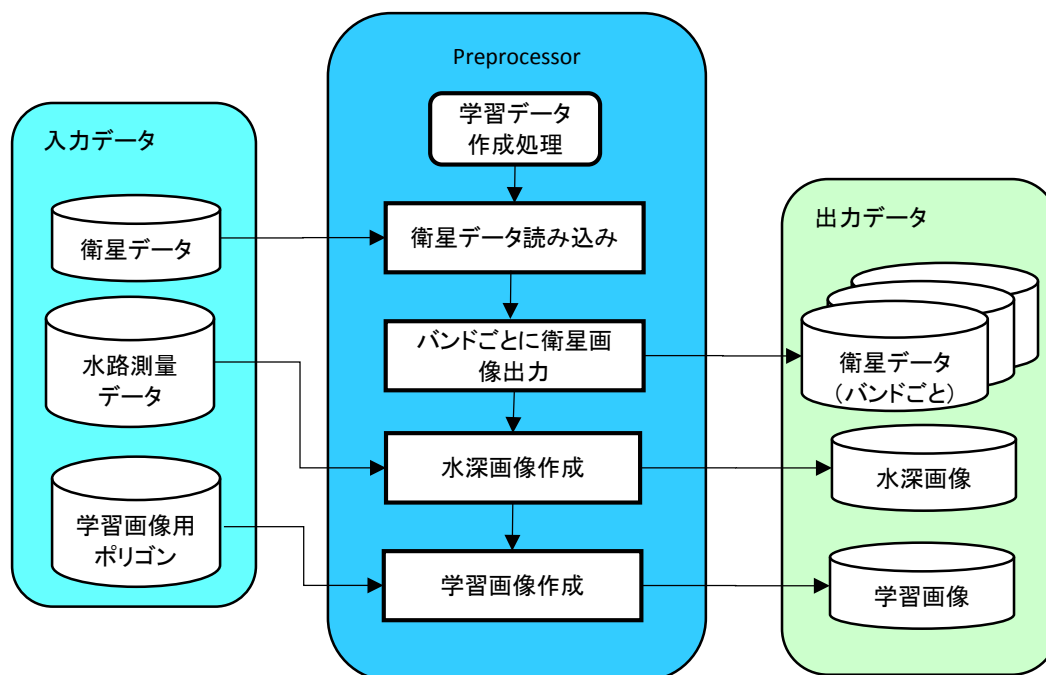


図 6.9 学習データ作成フロー

表 6.2 学習データ作成処理入出力データ一覧

データ	入出力	形式	説明
衛星データ	入力	geotiff/16bit/int	WorldView-2 または 3 のオルソレディ標準プロダクト (OR2A)。
水路測量データ	入力	txt	位置と水深の情報。
水深画像	出力	geotiff/32bit/float	衛星画像と同じ解像度、範囲の水路測量データをリサンプリングした画像。
学習画像	出力	geotiff/8bit/unsigned char	学習に用いるデータの場所を示した画像。
衛星データ (バンドごと)	出力	geotiff/16bit/int	バンドごとのグレースケール画像。非ファイル形式。

入力する水路測量データ（正解とする水深データ）は様々な形式である可能性があるが、解析中では衛星画像に対応した画像データとして扱うため、水深画像作成において画像に

変換する処理を行う。水深画像は、解像度、範囲が衛星画像と同じもので、水深データは元のデータから最近傍法でリサンプリングして取得する。

学習画像作成は、目視判読によるマニュアル作業により行う。学習画像は、図 6.10 に示すように、水深学習用、大気補正用、サンダリント補正用に用いる画素データの場所を示す。これらのデータは特に教師データ (supervised data) とも呼ばれる。

水深学習用データは、学習に使用したい水路測量データのある場所を指定する。大気補正用データは水深が深く、輝度が低い場所を指定する。サンダリント補正用データは、水深が深く、サンダリントの影響でデータにばらつきがある場所を指定する。

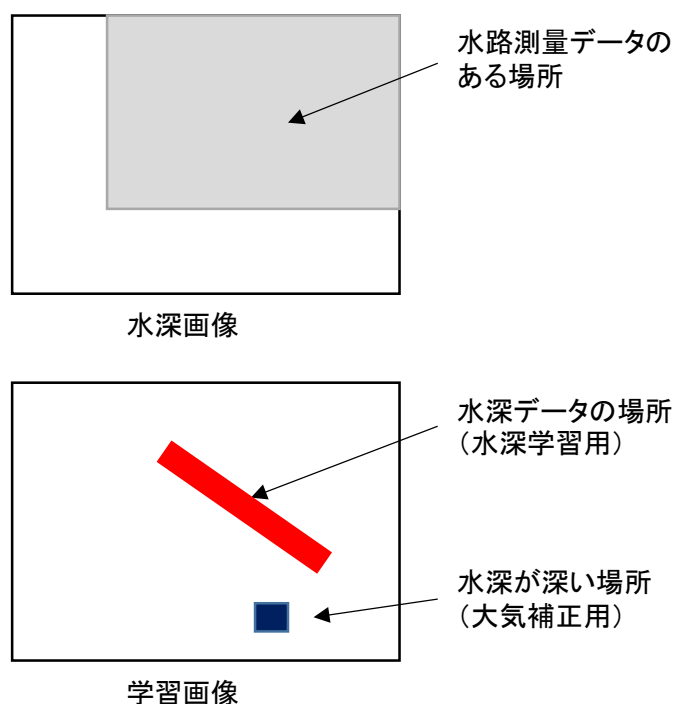


図 6.10 水深画像、学習画像のイメージ

6.3.4 SDB 作成処理

SDB 作成処理は、C 言語で作成されたシステムを用いて行う。図 6.11 に SDB 作成処理フロー、表 6.3 に入出力データ一覧を示す。

まず、準備作業として、入力データ情報、解析方法などに関する設定ファイルを作成する。入力データとしては、衛星データ、水深画像、学習画像、潮汐データが必要である。解析に使用する光学特性データベースとして、衛星センサの応答関数、太陽放射輝度、海底面反射率のデータを持っている。出力データとしては、大気補正画像、マスク画像、SDB が主な結果として出力される。

処理部は大きく、初期化処理部、解析処理部、終了処理部に分けられるが、初期化部は

主に、処理メモリの確保やデータの入力処理を行う。解析処理部がメインの処理であり、一連の解析作業を実施する。終了処理では、データの出力、メモリの開放を行う。

解析処理フローについては、図 6.12 にさらに詳しいフローを示す。主な処理として、潮高補正、放射量補正、水深学習画像の設定、水深推定、フィルタ処理、残差算出を行っている。

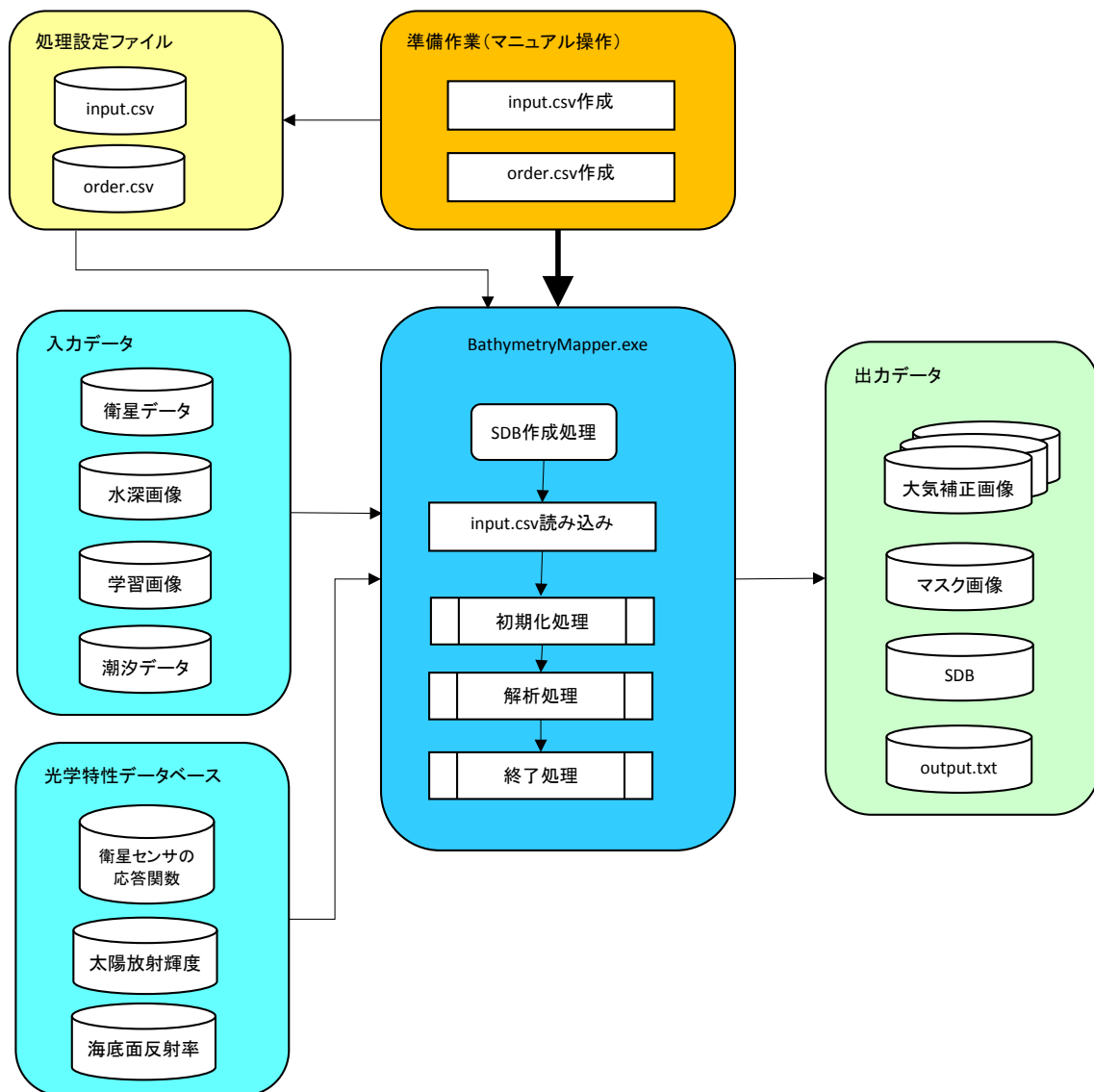


図 6.11 SDB 作成処理フロー

表 6.3 SDB 作成処理入出力データ一覧

データ	入出力	形式	説明	
設定ファイル	input.csv	入力	csv	処理する画像セットに関する情報のリスト。

	order.csv	入力	csv	処理に方法などの設定ファイル。
入力データ	衛星画像	入力	geotiff/8bit/unsighed char または 16bit/int/ 非タイル形式	バンドごとの衛星画像。
	メタデータ	入力	IMD	WV2, WV3 のみ対応。
	水深画像	入力	geotiff/32bit/float	正解とする水深データ。
	学習画像	入力	geotiff/8bit/unsighed char	学習に使用する画素を指定。1:大気補正、2: 水深推定、3: 藻場やサンゴ、4: 波補正。
	潮汐データ	入力	t x t	気象庁のデータベースから取得する潮汐データ。
光学特性データベース	太陽放射輝度	入力	csv	大気圏外太陽放射輝度。
	海底面反射率	入力	csv	藻場、砂、岩などの反射率。
	衛星センサの応答関数	入力	csv	衛星センサの応答関数。
出力データ	大気補正画像	出力	geotiff/16bit/int	バンドごとの大気補正画像。
	SDB 画像	出力	geotiff/16bit/int	SDB 画像。
	output.txt	出力	txt	出力結果の要約。

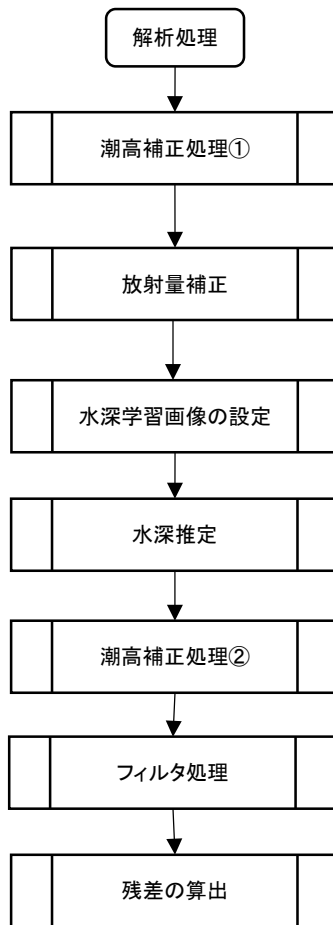


図 6.12 解析処理フロー

6.3.5 潮高補正処理

潮高補正は水深推定の前後で行うが、水深推定前は、水深画像を衛星観測時の水深に変換する補正を行う。水深推定後は SDB を最低水面からの水深に変換する補正を行う。潮高補正値は気象庁 HP から取得できる潮位データを用いる（図 6.13）。

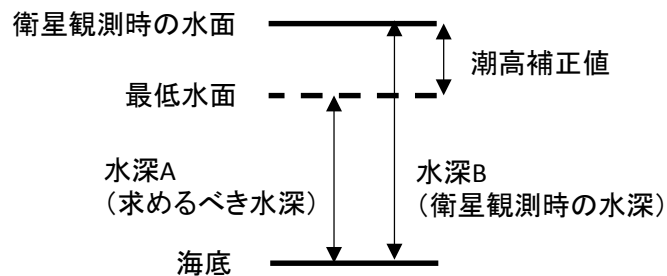


図 6.13 水深と潮高補正値の関係

6.3.6 放射量補正

放射量補正の概略は 6.2.2 で示した通りであり、ここでは図 6.14 のフロー流で実施している。サングリント補正は画像によっては必ずしも必要ではないので状況に応じて実施する。

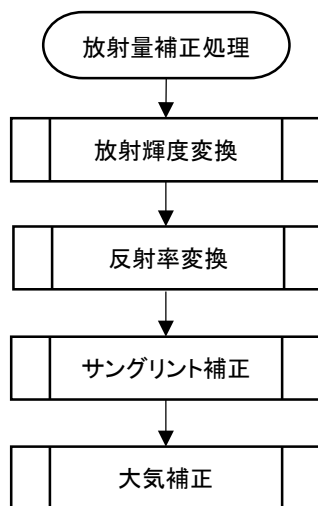


図 6.14 放射量補正フロー

6.3.7 水深学習画像の設定

学習画像で入力した学習用水深データのある画素のうち、所定の条件を満たすものを再選択し、水深学習画像に記録する。選択条件としては、学習に使用する水深の範囲、マスク画像、データ分布を考慮する。

データ分布の考慮では、データが空間および水深について偏りがないように再選定する (図 6.15)。

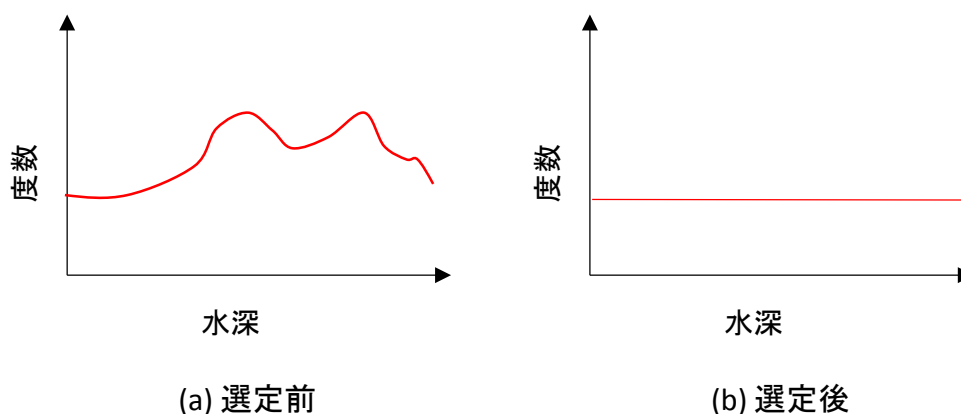


図 6.15 データ分布のうち水深に考慮した選定イメージ

6.3.8 水深推定

水深学習画像と衛星画像を比較することで水深の教師データを取得し、式(6.9)の係数を最小二乗法により算出する。

6.3.9 フィルタ処理

マスクデータについてのフィルタ処理を行う。陸域や海の深い場所は、近赤外や大気補正値を用いてマスクしているが、データのばらつきに伴い、うまくマスクできないことがある。周辺画素のマスクの有無を確認し、多数決的によりマスクの穴埋め処理を行う。

6.3.10 残差の算出

残差として SDB の 95%信頼区間の値を算出する。

6.4 精度評価方法

SDB の精度として、SDB と学習用水深データとの比較および評価用水深データとの比較を行った。学習用水深データと評価用水深データはともに水路測量データを用いる。学習用水深データは、6.3.3 項で示した通り、海域ごとの水路測量の全データのうち、一部のデータを選んで用いた。一方、評価用水深データは水路測量の全データを用いた。精度を示す情報として、SDB と水路測量データの散布図を学習用データと評価用データについてそれぞれ作成した。

SDB と水路測量データの散布図は、データ量が多い場合にはヒストグラムで表示している。水路測量データがシングルビーム測量のデータの場合は、図 6.16 の例のように水路測量データのある衛星画像の画素のデータを赤点でプロットしている。図の縦軸が SDB の水深、横軸が水路測量の水深を表し、黒い実線は水路測量の水深 Z に対し、 $Z \pm 0.5\text{m}$ 区間の SDB の水深の平均値、青線が水路測量の水深 Z に対し、 $Z \pm 0.5\text{m}$ 区間の SDB の水深の 95%信頼区間(平均値 $\pm 1.96 \times$ 標準偏差)を表している。

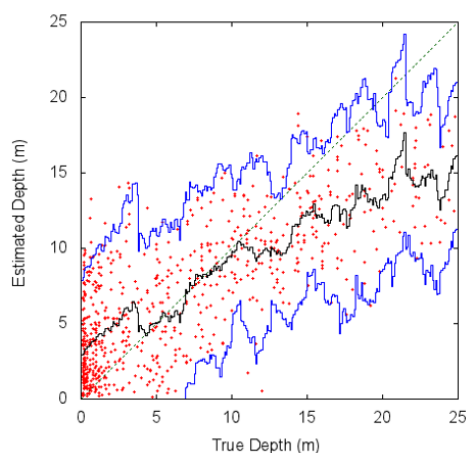


図 6.16 SDB と水路測量データの散布図の例

水路測量データがマルチビーム測量やレーザー測量による計測データの場合は、図 6.17 の例のようにグラフを 0.5m 間隔のメッシュに分割し、各メッシュ内のデータ数を色で表しヒストグラム表示している。黒い実線は水路測量の水深 Z に対し、 $Z \pm 0.5m$ 区間の SDB の水深の平均値、赤線が水路測量の水深 Z に対し、 $Z \pm 0.5m$ 区間の SDB の水深の 95%信頼区間（平均値 $\pm 1.96 \times$ 標準偏差）を表している。

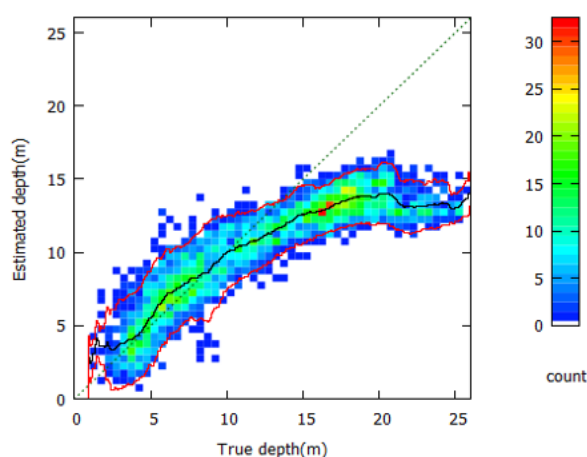


図 6.17 ヒストグラム表示の散布図の例

学習用水深データに対する SDB の水深の差を残差、評価用水深データに対する SDB の水深の差を誤差とした。誤差または残差は以下の式で算出した。

$$\text{誤差 (残差)} = \text{SDB の水深} - \text{水路測量の水深}$$

残差または誤差グラフでは、図 6.18 の例のように、縦軸に残差または誤差、横軸に水路測量の水深を表している。黒い実線は水路測量の水深 Z に対し、 $Z \pm 0.5m$ 区間における残差または誤差の平均値、青い実線は水路測量の水深 Z に対し、 $Z \pm 0.5m$ 区間における残差または誤差の 95%信頼区間（平均値 $\pm 1.96 \times$ 標準偏差）を示している。

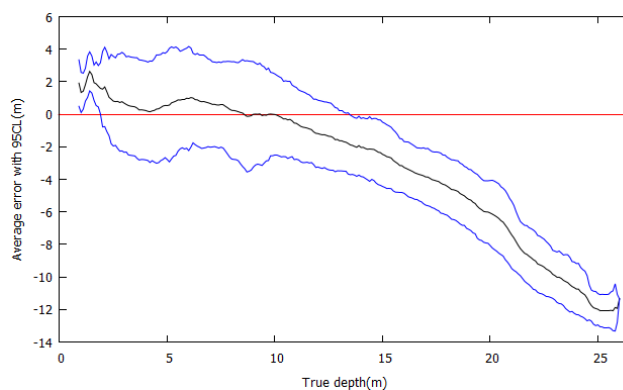


図 6.18 残差または誤差グラフの例

6.5 解析限界水深の算出

残差の平均がある程度大きくなると、解析できる限界の水深を超えたと考えられる。ここでは、ある水深の残差平均の絶対値が全水深の残差の標準偏差以上となる最大水深を解析の限界水深とした。図 6.19 に残差グラフと解析限界水深の例を示す。

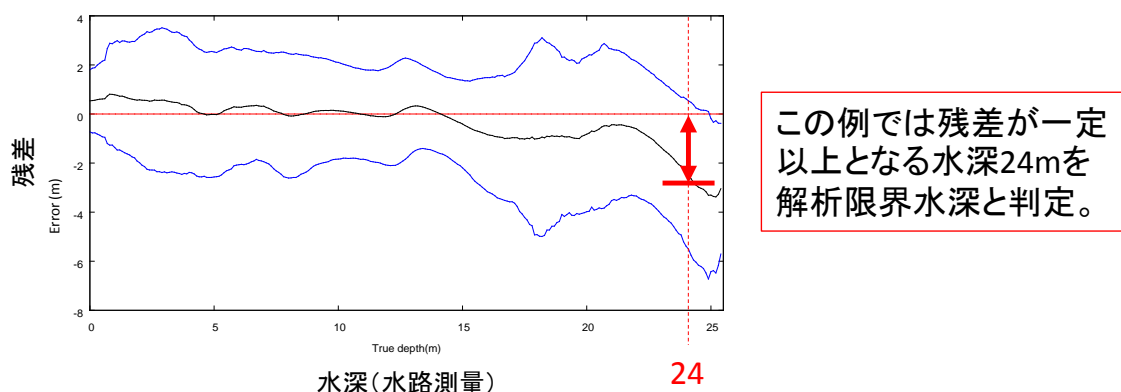


図 6.19 残差グラフと解析限界水深の例

6.6 まとめ

本事業では SDB の作成ツールを開発し、無償のソフトウェアやプログラムのライブラリとの組み合わせで一連の処理を実施できる解析システムを構築した。本事業における SDB の結果はすべてこの解析システムで作成している。この解析システムでは衛星画像と学習用水深データを準備すれば、マニュアルの手順に従ってツールを操作することで SDB を得ることができる。しかしながら、SDB 作成のための大気補正やマスク作成などの各処理のパラメータは初期値として設定されている値は必ずしも最適値ではなく、調整によって精度を向上できる余地がある。パラメータの調整については、個々の処理をさらに掘り下げることで今後さらなる自動化の余地があると考えられる。

6.7 参考文献

- 株式会社エヌ・ティ・ティ・データ, 2014, 衛星画像プロダクトガイド.
- DigitalGlobe Inc., 2010, Radiometric use of WorldView-2 imagery.
- Lyzenga, D.R., 1978, Passive remote-sensing techniques for mapping water depth and Bottom Features. Applied Optics, 17, 379-383.
- Lyzenga, D.R., Malinas, N.P. and Tanis, F.J., 2006, Multispectral bathymetry using a simple physically based algorithm. IEEE Transactions of Geoscience and Remote Sensing, 44, 2251-2258.

第7章 SDB の解析および精度検証に使用したデータ

本章では、SDB 作成および精度検証に使用したデータとして、衛星画像データ、水路測量データについて示す。衛星画像データはここでは WorldView-2 および 3 の衛星画像を用いているが、解析に使用しているマルチスペクトル画像の仕様は同じである。水路測量データは SDB を作成するための学習データ及び精度評価データとして使用した。水路測量データの種類は、計測方法について、レーザー測量、マルチビーム音響測量およびシングルビーム音響測量の 3 種類がある。一部沿岸海の基本図のデータがあるが、これはシングルビーム音響測量で計測したデータに該当する。

7.1 衛星画像

解析に使用した衛星画像一覧を表 7.1 に示す。本事業中では各衛星画像に識別番号をつけている。識別番号は「p + 都道府県コード (2 桁) + n + 通し番号 (3 桁)」とした。都道府県コードは総務省で使用されているコードを参考にした。都道府県コードを表 7.2 に示す。図 7.1～7.28 に各衛星画像のトゥルーカラー画像 (WorldView-2 または 3 のバンド番号の 2, 3, 5 を B, G, R に対応させて表示) を示す。図表名後の括弧内に識別番号を記載した。

表 7.1 解析データ一覧

識別番号	購入年度	画像 ID	エリア	撮影日	オフナディア角	衛星	面積
p04n001	2014	103001001F64B500	仙台沖	2013/1/28	24.1	Worldview2	26km ²
p04n002	2014	103001002F044300	仙台沖	2014/4/2	25.98	Worldview2	26km ²
p04n003	2014	103001001AC8E500	仙台沖	2012/7/19	16.21	Worldview2	26km ²
p12n001	2014	1030010003859900	銚子港	2010/1/27	21.32	Worldview2	25km ²
p14n001	2015	103001001238AC00	鎌倉沖	2012/3/27	18.93	Worldview2	25km ²
p14n002	2015	103001002B42BA00	鎌倉沖	2013/12/28	21.99	Worldview2	25km ²
p15n001	2015	103001000D4B2800	両津湾	2011/9/24	26.3	Worldview2	25km ²
p22n001	2015	10300100085CED00	浜名港	2011/1/13	19.7	Worldview2	25km ²
p24n001	2015	1040010005093B00	尾鷲湾	2014/12/21	24	Worldview3	25km ²
p24n002	2014	103001002A584F00	相差漁港	2014/1/7	23.49	Worldview2	25km ²
p35n001	2014	103001001308D800	深川湾	2012/4/1	19.2	Worldview2	25km ²
p38n001	2014	103001002EC88400	佐田岬	2014/3/27	26.69	Worldview2	35km ²
p38n002	2014	10300100121A3E00	佐田岬	2012/4/9	12.95	Worldview2	35km ²
p39n001	2015	103001001D7B2C00	高知沖	2012/12/31	9.47	Worldview2	25km ²
p39n002	2015	103001001D7B2C00	高知沖	2012/12/31	8.54	Worldview2	75km ²
p47n001	2015	103001002746BE00	石西礁湖	2013/9/28	21.16	Worldview2	187km ²

p47n002	2015	103001001C0E5F00	石西礁湖	2012/10/2	18.91	Worldview2	157km ²
p47n003	2015	103001002665D100	石西礁湖	2013/9/28	18.42	Worldview2	157km ²
p47n004	2014	1030010022421B00	石西礁湖	2013/4/29	22.29	Worldview2	145km ²
p47n005	2014	103001002746BE00	石西礁湖	2013/9/28	21.16	Worldview2	28km ²
p47n010	2014	1030010023C7A300	波照間島周辺	2013/5/18	23.32	Worldview2	75km ²
p47n011	2015	1030010022C06900	波照間島周辺	2013/5/18	29.7	Worldview2	75km ²
p47n012	2016	1030010023C7A300	波照間島周辺	2013/5/18	23.4	Worldview2	25km ²
p47n013	2016	055476961010_01_P001	波照間島周辺	2014/1/25	23.3	GeoEye-1	25km ²
p47n014	2016	ORT_SPOT6_20150912_015859800_000	波照間島周辺	2015/9/12	21.7	SPOT-6	100km ²
p47n015	2016	LC81150432015274LGN00_MTL	波照間島周辺	2015/10/1	0.0	Landsat-8	55000km ²
p47n016	2016	LC81150432015322LGN00_MTL	波照間島周辺	2015/11/18	0.0	Landsat-8	55000km ²
p47n017	2016	LC81150432016149LGN00_MTL	波照間島周辺	2016/5/28	0.0	Landsat-8	55000km ²

表 7.2 都道府県コード

0	全国	24	三重県
1	北海道	25	滋賀県
2	青森県	26	京都府
3	岩手県	27	大阪府
4	宮城県	28	兵庫県
5	秋田県	29	奈良県
6	山形県	30	和歌山県
7	福島県	31	鳥取県
8	茨城県	32	島根県
9	栃木県	33	岡山県
10	群馬県	34	広島県
11	埼玉県	35	山口県
12	千葉県	36	徳島県
13	東京都	37	香川県
14	神奈川県	38	愛媛県
15	新潟県	39	高知県

16	富山県	40	福岡県
17	石川県	41	佐賀県
18	福井県	42	長崎県
19	山梨県	43	熊本県
20	長野県	44	大分県
21	岐阜県	45	宮崎県
22	静岡県	46	鹿児島県
23	愛知県	47	沖縄県

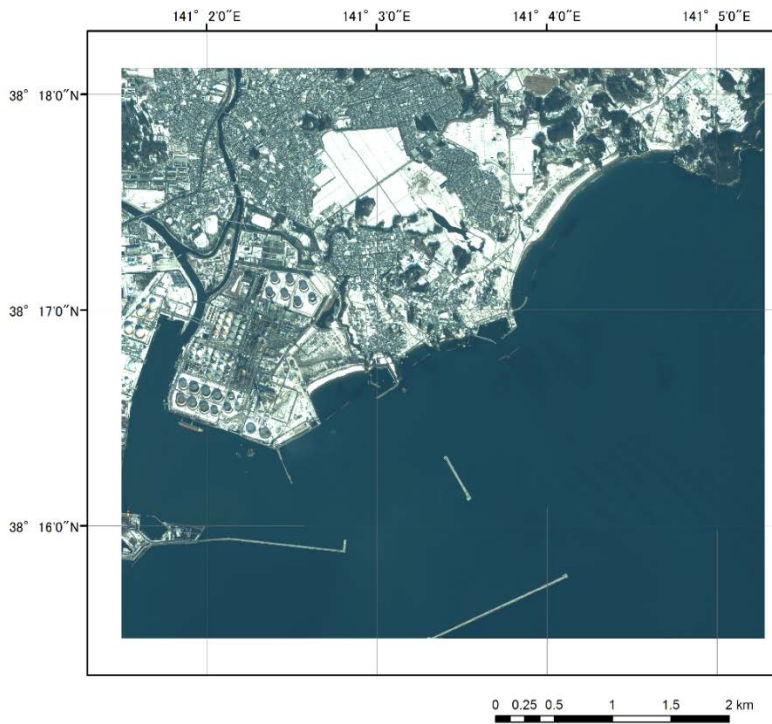


図 7.7.1 仙台沖衛星画像 (p04n001)

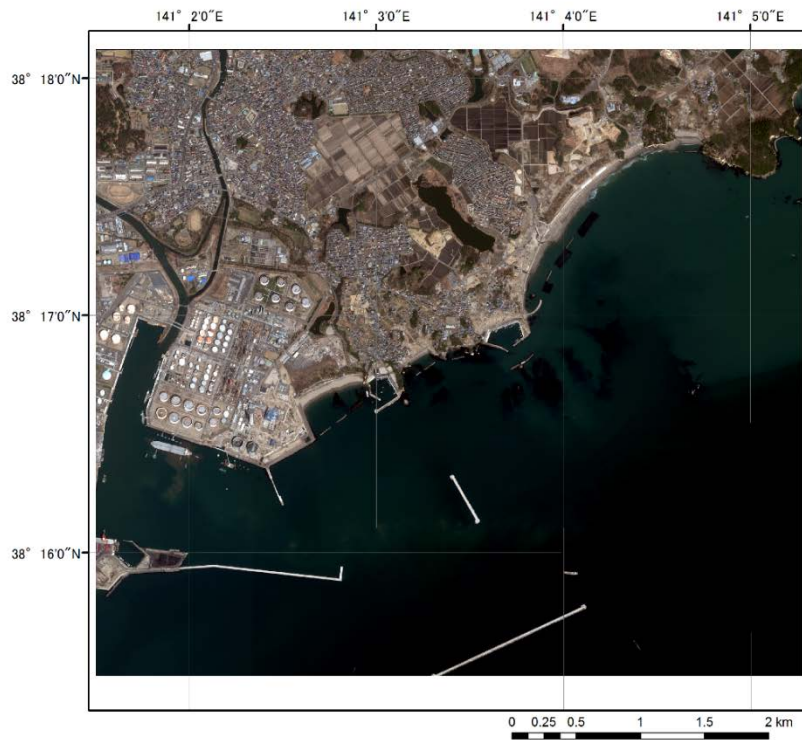


図 7.2 仙台沖衛星画像 (p04n002)



図 7.3 仙台沖衛星画像 (p04n003)

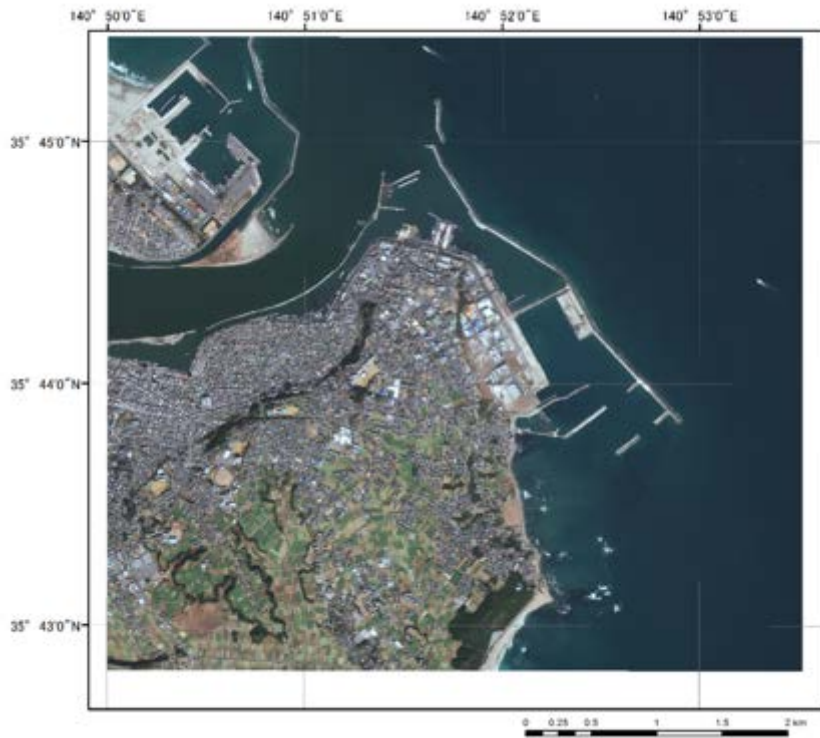


図 7.4 銚子沖衛星画像 (p12n001)

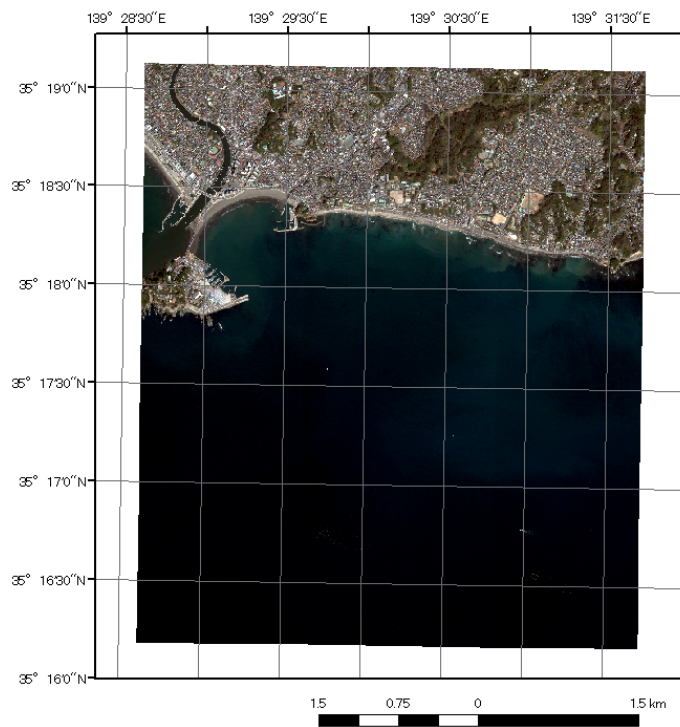


図 7.5 鎌倉沖衛星画像 (p14n001)

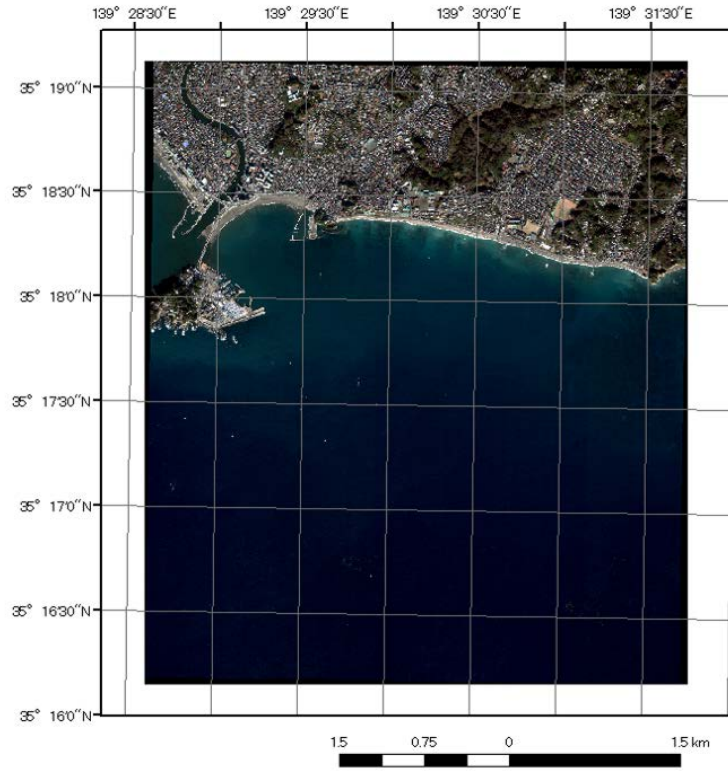


図 7.6 鎌倉沖衛星画像 (p14n002)

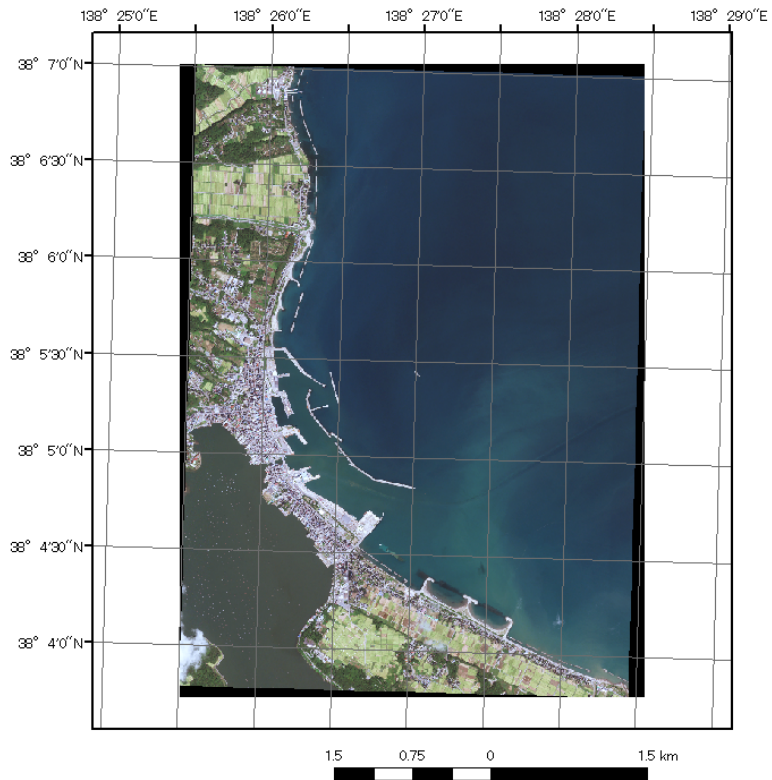


図 7.7 両津湾衛星画像 (p15n001)



図 7.8 浜名港衛星画像 (p22n001)

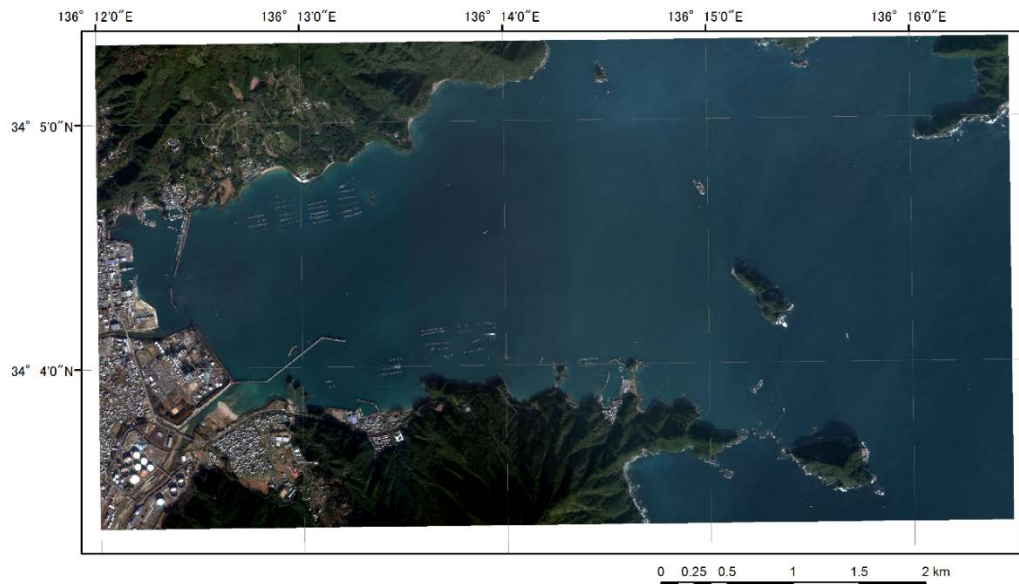


図 7.9 尾鷲湾衛星画像 (p24n001)

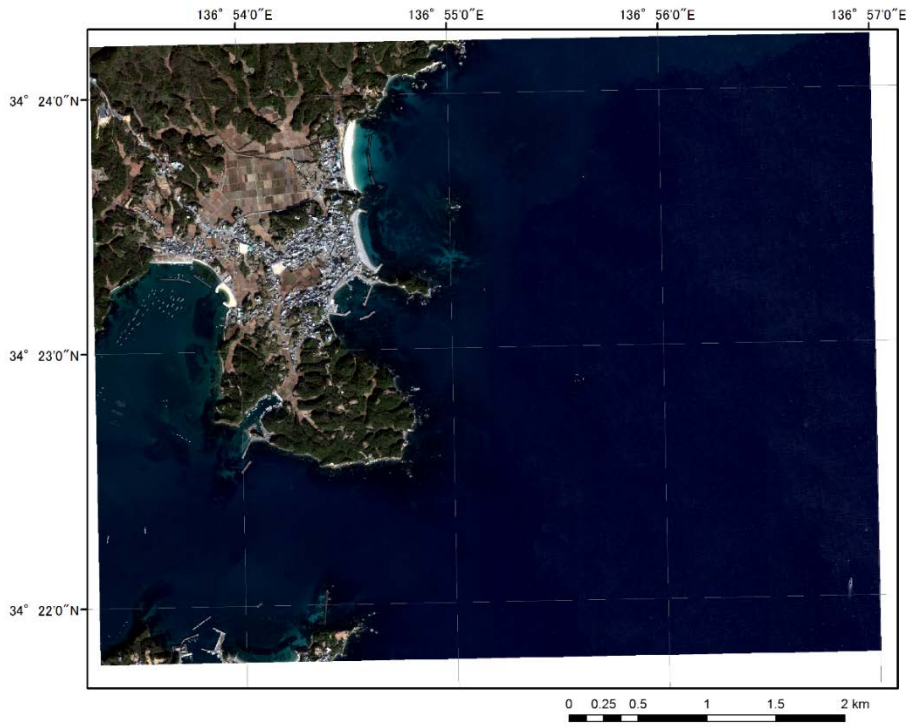


図 7.10 相差漁港衛星画像 (p24n002)

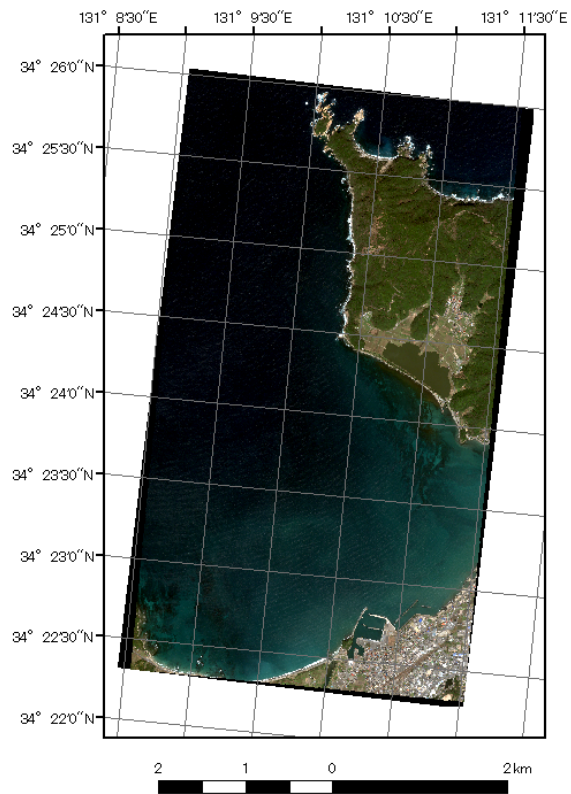


図 7.11 深川湾衛星画像 (p35n001)

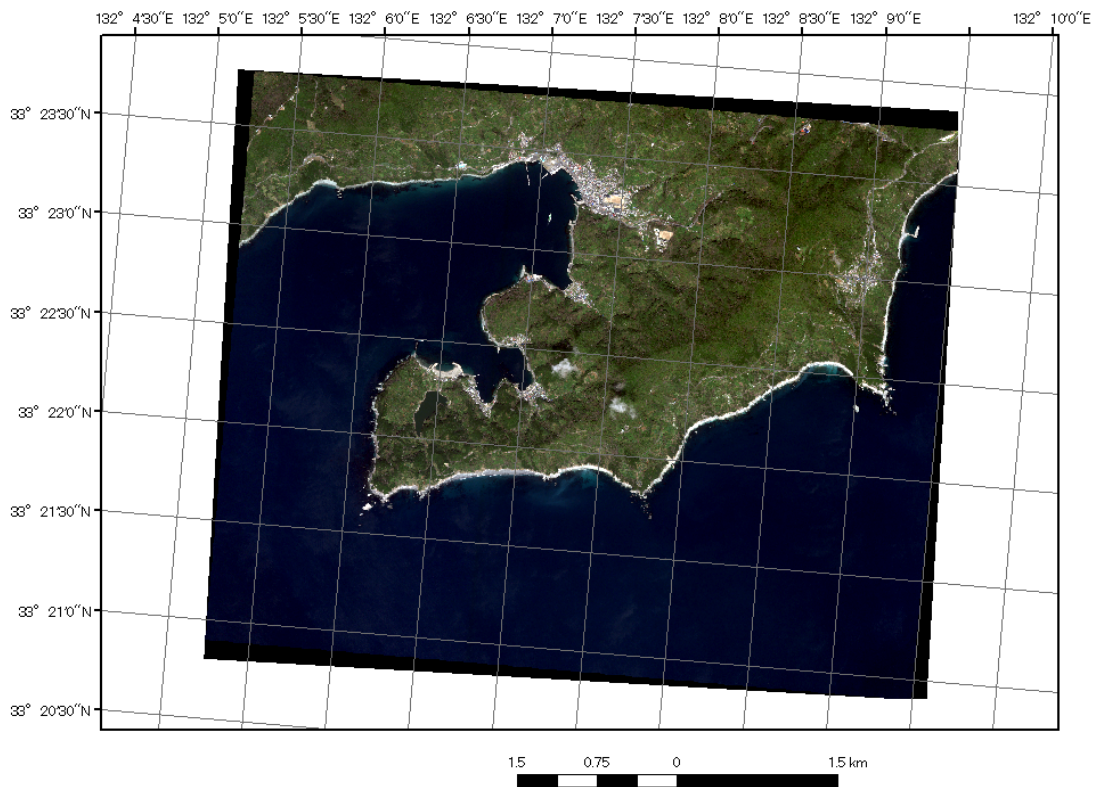


図 7.12 佐田岬衛星画像 (p38n001)

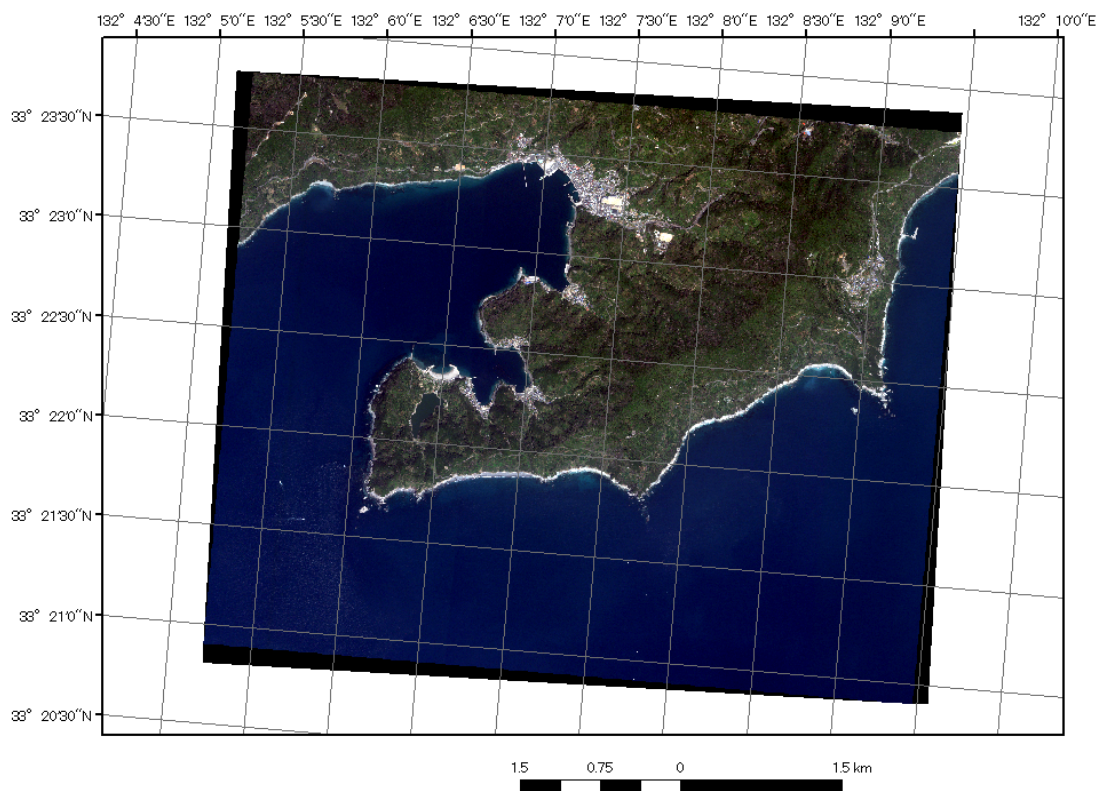


図 7.13 佐田岬衛星画像 (p38n002)

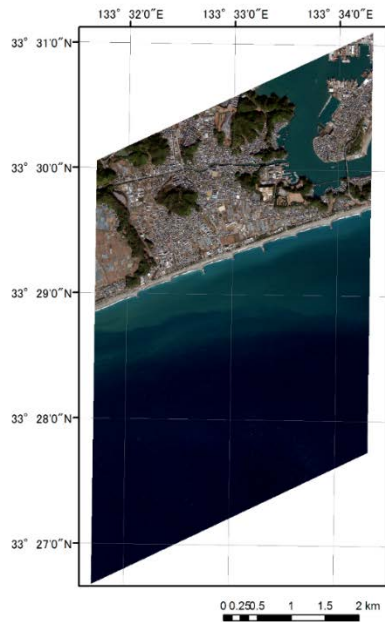


图 7.14 高知冲卫星画像 (p39n001)

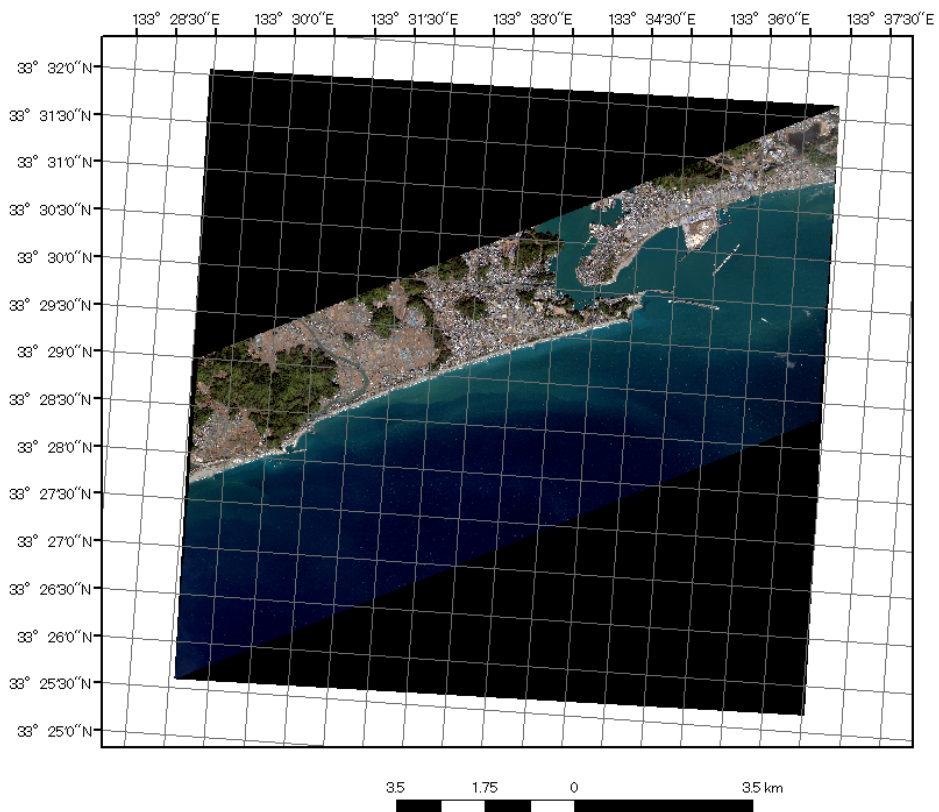


图 7.15 高知冲卫星画像 (p39n002)

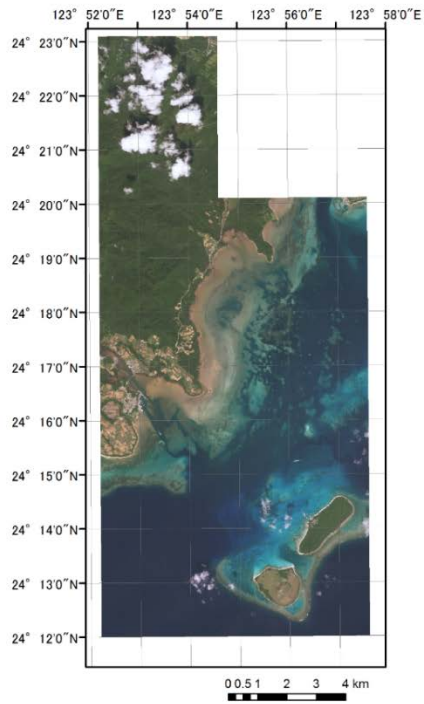


图 7.16 石西礁湖衛星画像 (p47n001)

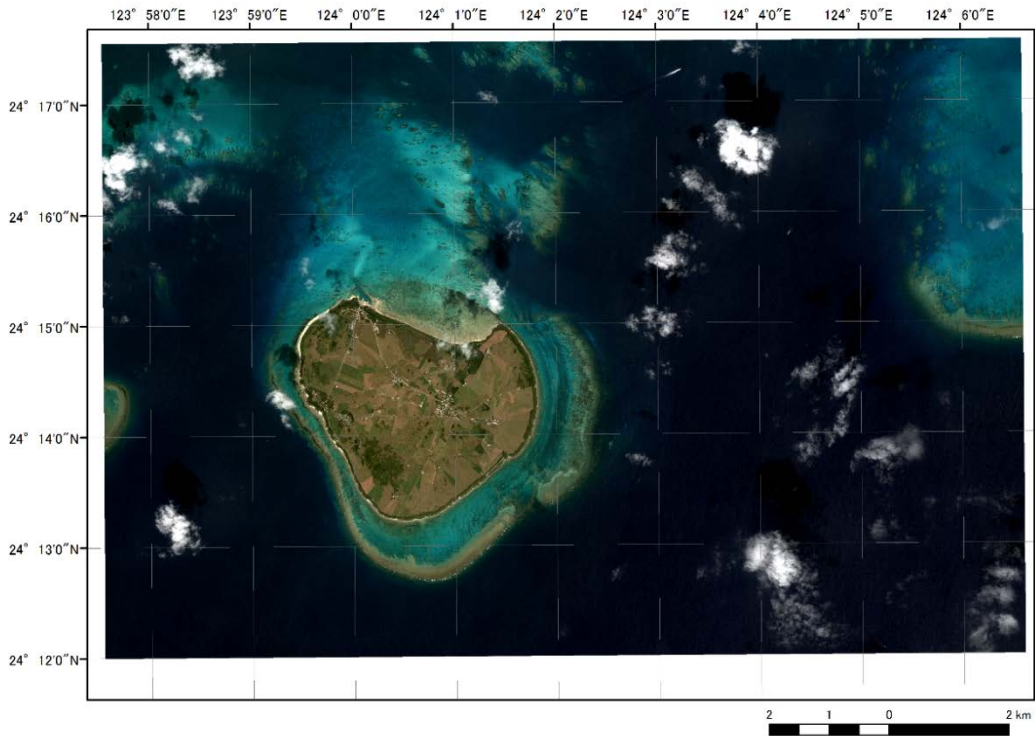


图 7.17 石西礁湖衛星画像 (p47n002)



图 7.18 石西礁湖卫星画像 (p47n003)

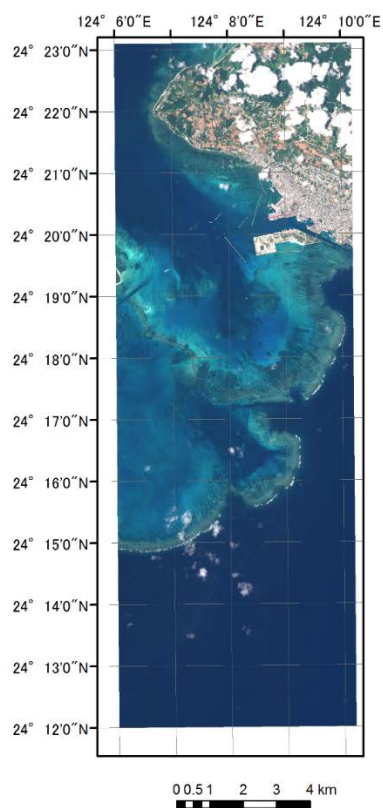


图 7.19 石西礁湖卫星画像 (p47n004)

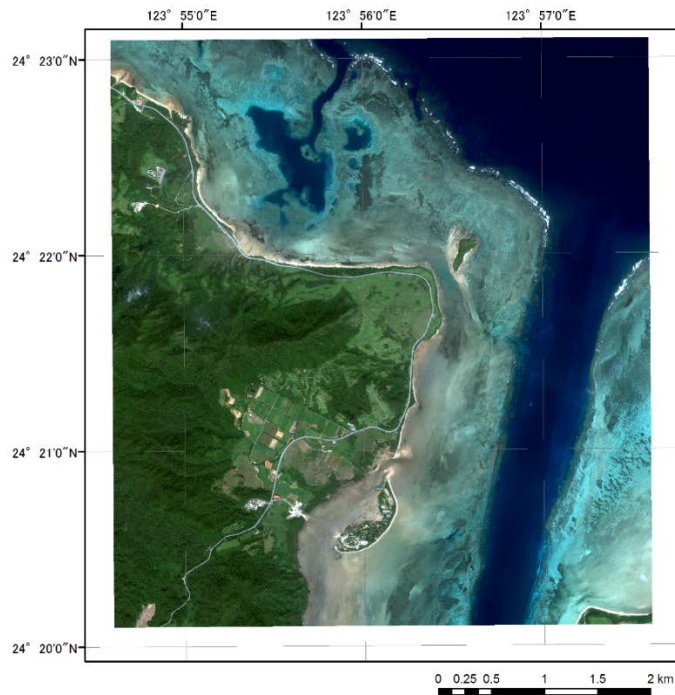


图 7.20 石西礁湖衛星画像 (p47n005)

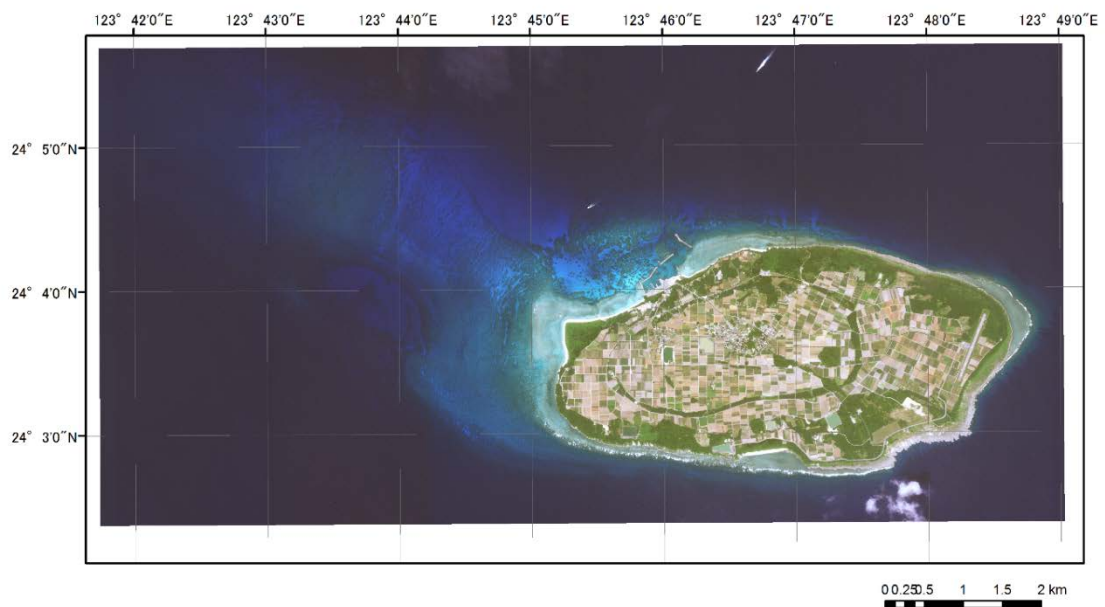


图 7.21 波照間島周辺衛星画像 (p47n010)

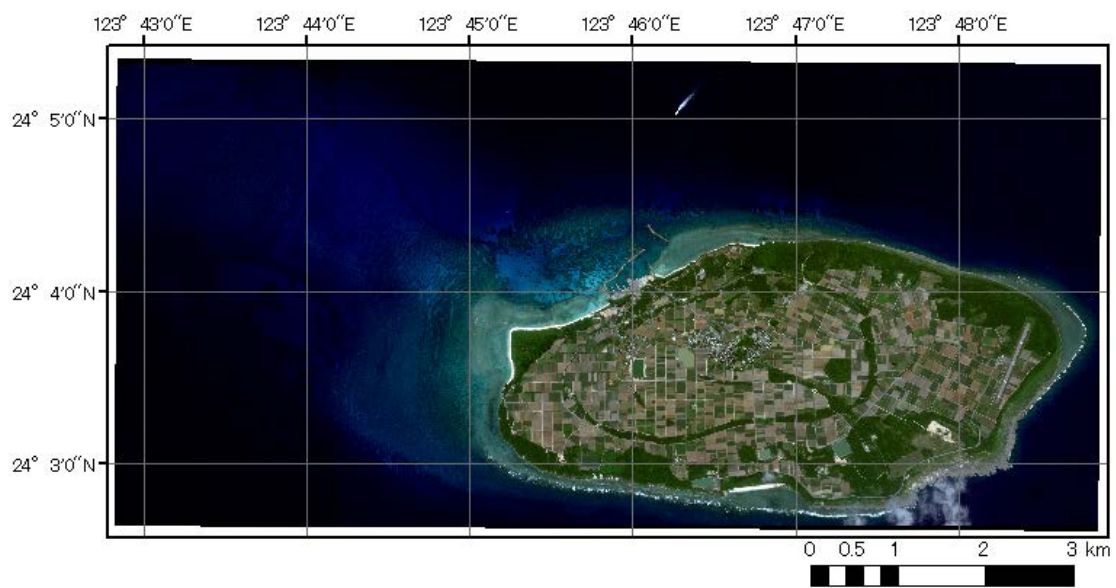


図 7.22 波照間島周辺衛星画像 (p47n011)

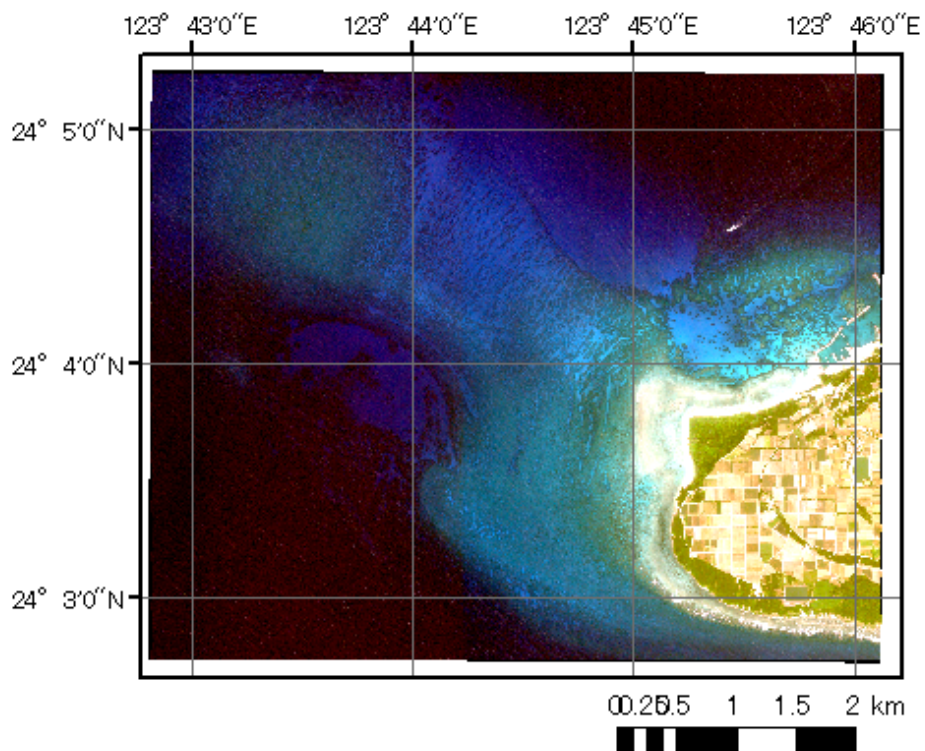


図 7.23 波照間島周辺衛星画像 (p47n012)

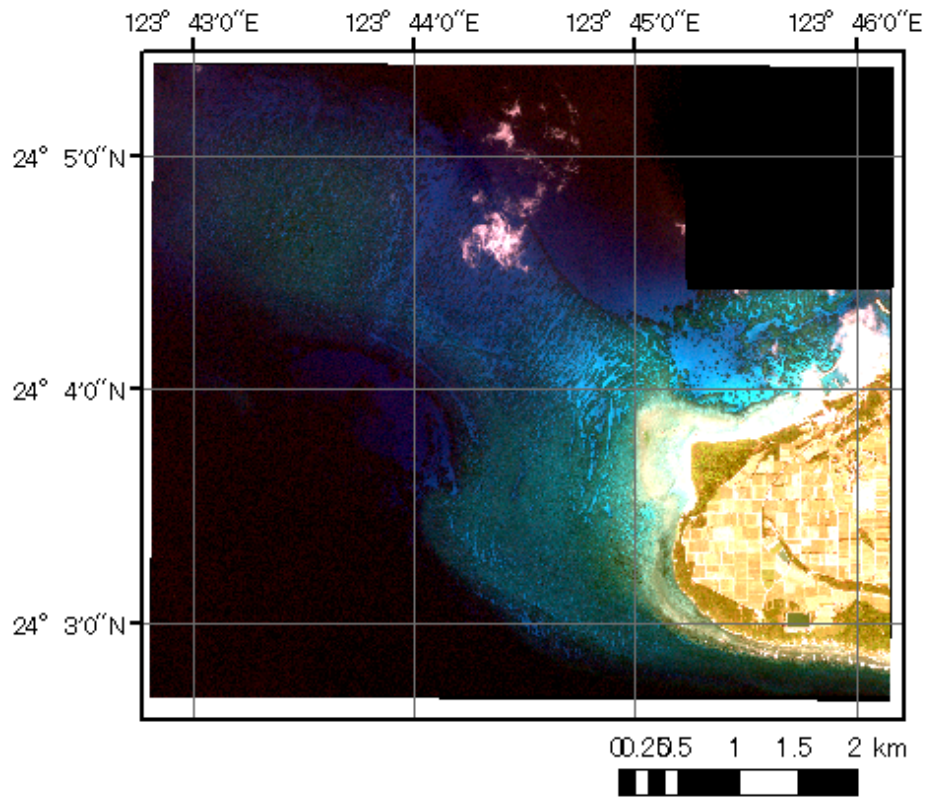


図 7.24 波照間島周辺衛星画像 (p47n013)

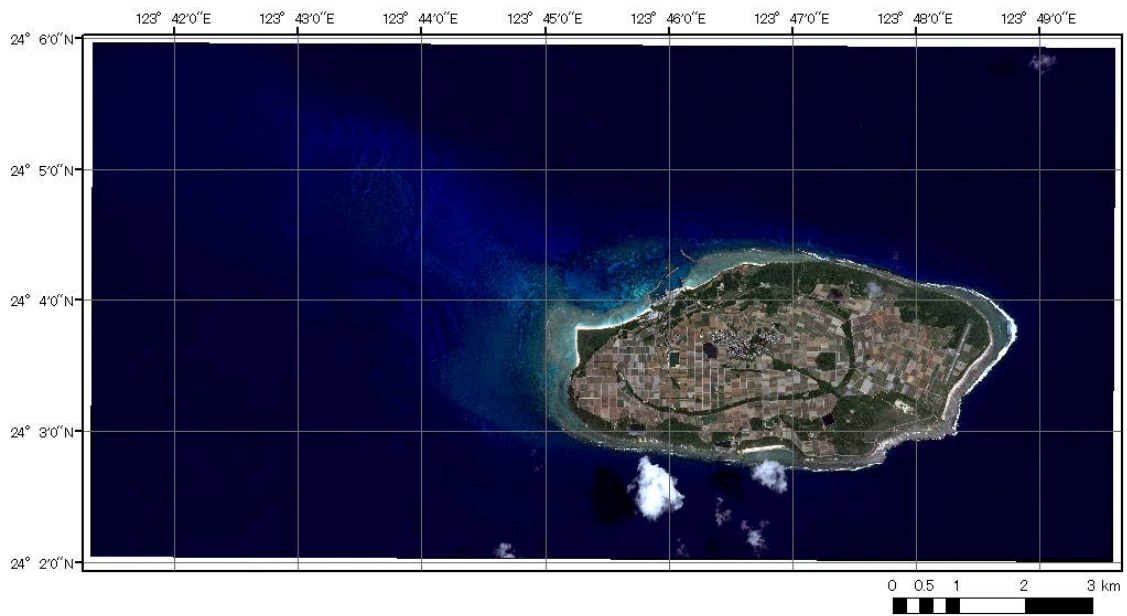


図 7.25 波照間島周辺衛星画像 (p47n014)

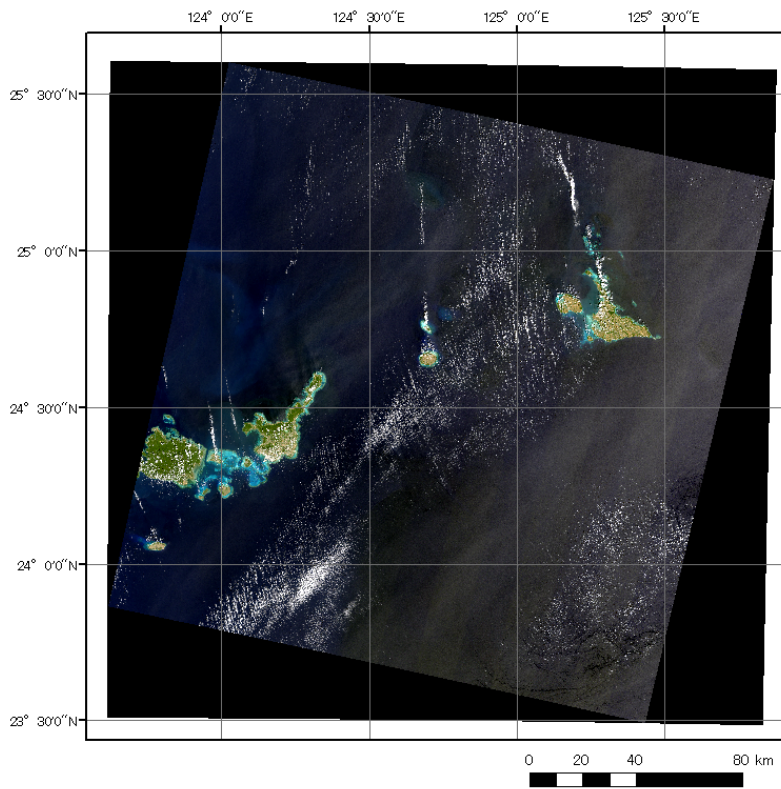


図 7.26 波照間島周辺衛星画像 (p47n015)

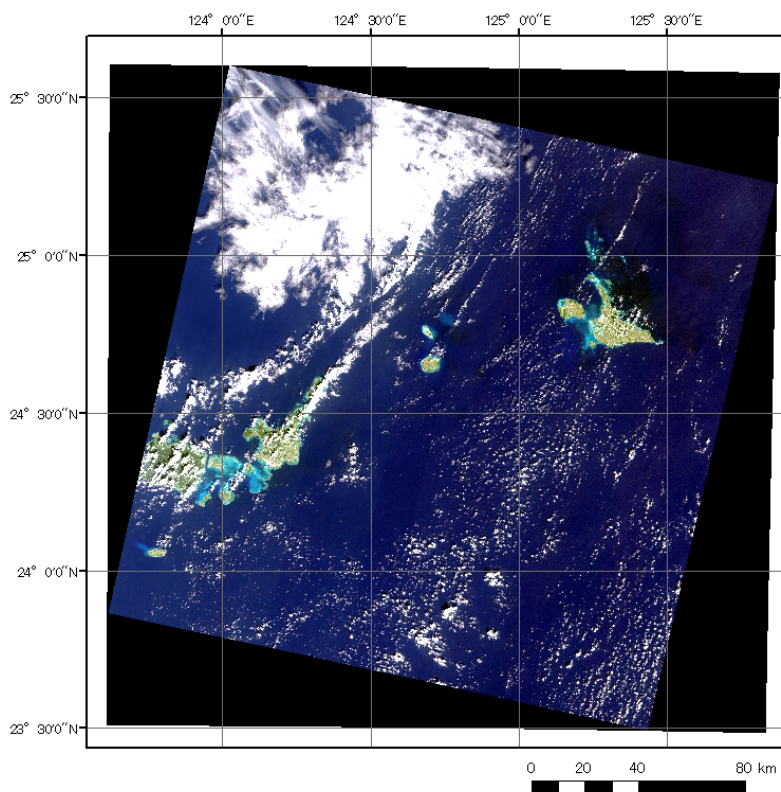


図 7.27 波照間島周辺衛星画像 (p47n016)