長期観測でみられた局地風「肱川あらし」の発達と gap 地形（地峡部）の水平気圧傾度との関係

三　浦　　悠[*1]・大　橋　唯　太[*2]・名　越　利　幸[*3]
那須川　徳　博[*4]・寺　尾　　徹[*5]

要　旨

本研究では，局地風「肱川あらし」の発達と gap 地形（地峡部）の水平気圧傾度との関係を明らかにするため，2017年度の寒候期５か月間，大洲盆地から伊予灘沿岸までつながる肱川の谷筋で気象観測を実施した．谷筋内にある gap 地形を境界に，盆地を含む上流側では静穏な一方で，gap 内に入ると１～２km 下流の短い距離で地上風が増強していた．肱川あらし発生時の大洲盆地と谷筋最下流の長浜との海面気圧差の絶対値は，日中に現れる海風の1.4倍，風速は２倍程度に及んだ．gap 内の上流側が特に狭い地形（最狭部）となっており，肱川あらしの風速はその間の水平気圧傾度に強い感度をもち，気圧傾度の大きな状態が早朝まで持続するほど肱川あらしは強く発達していた．gap 最狭部の水平気圧傾度の大きさと肱川あらしの発達が，連続の式やベルヌーイの定理を用いて理論的に説明された．

１．はじめに

瀬戸内海西部・伊予灘に面した愛媛県大洲市（第１図）の長浜地域は，寒候期の夜間から早朝にかけて「肱川あらし」という強い局地風が発生することで知られる．第２図に示すように，霧を伴って流れが可視化される様子が興味深いこの現象は古くから研究され，夜間における大洲盆地と伊予灘の温度差と，盆地と瀬戸内海をつなぐ峡谷（V 字谷）地形が肱川あらしの発生トリガーとされる（例えば，西本 1978；中田 1982；森・鎌田 1994；大洲市ほか 2015）．このような峡谷の中もしくは出口で吹く強風は地峡風（gap wind）と呼ばれ（荒川 2006），庄内平野の「清川だし」や阿蘇山の「まつぼり風」なども気象観測や数値シミュレーションから研究がされてきている（Arakawa 1968；佐々木ほか 2004；Ishii *et al.* 2007；稲村ほか 2009）．

肱川あらしの先行研究では，流れの最下流にあたる肱川河口の長浜地域で地上風速が10m/s 程度，強風地域も数百 m～１km 範囲と狭いことがわかっている（例えば，中田 1982）．一方で鉛直方向の観測事例は少ないが，肱川河口では強風の厚さは高度200～250m，その強風軸は50～150m に出現していることが確認された（谷治ほか 1992b；重田ほか 2014）．このとき風速も最大で20m/s 強が観測されている．

地峡風をはじめとする局地風は一般に，水平方向の気圧差をトリガーにして発達の強弱が生じる．肱川あらしの気象観測でも，寺尾・大橋（2012）と Ohashi *et al.*(2015) は微気圧測定をおこなっている．彼らは，気圧と風速の時系列データをもとに，大洲盆地の下層気温が低く，大洲盆地と伊予灘沿岸（肱川の河口部）の気圧差が大きいほど，肱川あらしの吹き出す風速が大きくなる傾向を示した．しかし，気圧の測定が数日程度と短期間で，気象庁アメダスで観測された風を肱川

[*1] 岡山理科大学大学院生物地球科学専攻（現：株式会社気象工学研究所）．
[*2]（連絡責任著者）岡山理科大学生物地球学部．ohashi@big.ous.ac.jp
[*3] 岩手大学教育学部．
[*4] 岩手大学理工学系技術部．
[*5] 香川大学教育学部．

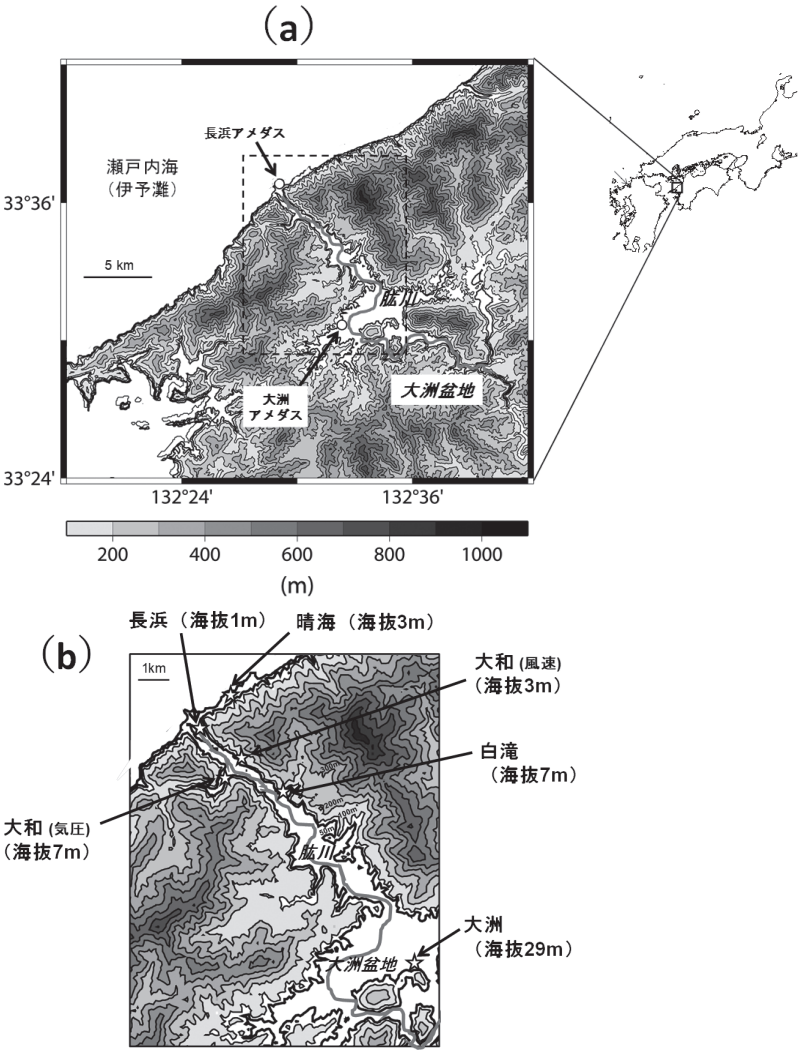
―2019年５月10日受領―
―2019年12月11日受理―

あらしの解析に用いるなど（長浜アメダス局が肱川あらしの影響範囲内にあるが，強風域から少し外れた場所に位置する），解釈も限定的であった．

この問題を踏まえて三浦ほか（2018）は，寒候期5か月におよぶ独自の長期測定から多数の肱川あらしを捕捉することで，気圧と風速の関係性を統計的に議論した．そこでは肱川あらしの最大風速が，大洲盆地と長浜の最大気圧差と相関をもつことを明らかにしている．内陸の大洲盆地から肱川河口の長浜までは約12km離れており，この二つの地域が肱川あらしの発生と発達に関与しているとわかるが，両地域を接続する谷筋の影響はこれまで不明である．その谷筋の地峡部を以降では gap と呼び，2.1節で改めて場所を特定する．

最近になって Ito *et al.*(2019) が肱川あらしの数値シミュレーションをおこない，肱川あらしの発生と発達には（1）現実に近い gap 地形の再現が必要，（2）gap 地形の風下側でハイドロリック・ジャンプが2か所で認められる，（3）放射霧の有無が関与しない，（4）伊予灘の海面温度（海上気温）も影響する，などを明らかにした．また彼らは，Saito（1992）を基礎とする二層流体の浅水流理論から肱川あらしの力学的考察もおこなっているが，上述の（2）に連想されるように肱川の谷筋の特徴的な地形が関与して，理論から考察される地峡風よりも複雑になることを指摘している．

以上の先行研究ではいずれも，肱川あらしの発生と発達の鍵となる gap 地形内の詳しい気象変化が明らかにされておらず，特に水平気圧傾度と風速の力学的な関係性を長期の観測データから調べた研究はない．そこで本研究では，三浦ほか(2018)による独自観測のなかで未解析であった gap 地形内の複数地点の気象データの解析を新たに加え，gap 地形内で生じる水平気圧傾度の肱川あらしの発生・発達への影響を明らかにしていく．



第1図　(a) 大洲盆地とその周辺の地形と気象庁アメダスなどの位置（丸印），(b) 盆地から伊予灘につながる肱川の谷筋付近の拡大地形（a の破線矩形内）と独自観測地点の位置（星印）．海岸線と50m の等高線を太線で，標高100m 以上は等高線を100m 間隔で引いてある．

2．観測

2.1　地形の特徴

2017年10月25日から2018年3月25日までの5

か月間（計152日），大洲盆地から肱川河口までにいたる地域に気象測器を設置した．研究対象地域の地形図と地点名を第１図に示す．河口から約12km 内陸には標高200～500m の山で囲まれた大洲盆地があり，そこから肱川の流れる谷が北西方向に伸び，伊予灘へとつながっている．谷幅は盆地側の内陸で広く500～1000m，河口に近づくと100～200m にまで狭まる．谷を形成する山地の標高は，河口近くであっても300～400m と高い．第１図 b 中の白滝の地点から下流方向で谷幅が狭くなっており，この地峡部が gap に相当する．

地上の気象観測は，大洲・白滝・大和・長浜・晴海でそれぞれ実施した（第１図 b）．河口に近い長浜と内陸の大洲の地点間距離は直線で13.5km あり，このあいだの谷筋に白滝と大和が位置している．大洲の観測地点は，夜間に冷気湖が形成される盆地内にある（深石ほか 1997）．そこから肱川の下流にあたる白滝から長浜までは谷地形が狭くなり，特に白滝と大和のあいだが最狭部となっている様子が，第１図 b からもわかる．大和の観測地点はその最狭部の下流出口に相当し，谷筋に切れ目のみられる位置にある．大和と長浜のあいだにも少し狭い谷地形がみられ，長浜はその出口に位置する．

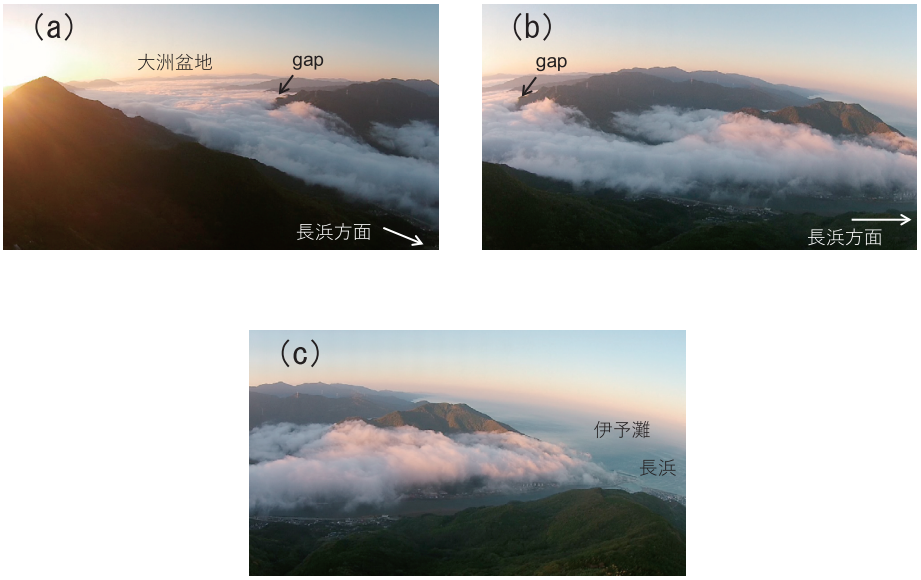
先行研究（中田 1982；谷治ほか 1992a）では，長浜の観測点からさらに肱川河口部に近い長浜大橋や新長浜大橋の橋上で，より強い肱川あらしの風が観測されているが，谷を通過した直後の肱川あらしを捉えるには本観測の長浜が適した地点と考える．

以上の地形の特徴を考慮し，本研究では狭い谷地形が連続する白滝から長浜までを gap 地形と定義し，このうち特に白滝―大和間を gap の最狭部と呼ぶことにする．したがって，白滝の観測地点は gap 地形上流かつ最狭部の入口，大和は gap 地形内に相当するが最狭部の出口，長浜は gap 地形全体の出口の地点にあるとみなしていく．一方，gap 地形から2.5km ほど離れた瀬戸内海沿岸部で，肱川あらしの影響を受けないと考えられる観測点として，晴海を選んだ（第１図 b 参照）．

2.2　観測の方法

本研究で解析した気象要素は，大気圧・気温・風向風速である．大洲・白滝・長浜の３地点にある公共施設の敷地内や屋上（地上高２～15m）に，複合気象センサー（WXT520；Vaisala 社）を設置した．大気圧は屋外の風で生じる動圧ノイズの影響を避けるため建物内で別途測定することにし，大洲・大和・長浜の地表の高さに微気圧センサー（MODEL 61302V；Young 社）を，白滝では大気圧ロガー（TR-73U；T & D 社）をそれぞれ設置した．

大洲盆地の平均標高は約10m と低いが，大洲と長浜



第２図　肱川あらしの流れが霧で可視化された様子を上空から撮影した写真．(a)大洲盆地から流れ出す放射霧が，(b) 谷筋を通過し，(c) 河口の長浜に到達している様子．

の観測地点の標高差は28m あり，現地気圧は海面補正したあとで解析に用いた（気象庁 1998）．その海面補正にあたって，各地点の標高と気圧計の設置高度をできるだけ正確に知る必要がある．そこで，国土地理院の基盤地図情報（５m メッシュ標高データ）で設置場所の標高を確認し，地表面からの気圧計の設置高度をメジャーで直接測定した．また，測器間にみられる測定バイアスも，同一の場所で観測したデータを用いて，最小二乗法によって作成した回帰直線から器差補正した．

各地点での気象観測の詳細については，第１表にまとめてある．風向風速は，観測地点の長浜と白滝では１秒サンプルの１分平均値を解析に用いたが，大洲は機器の不具合によってすべての期間で欠測となったため，アメダスの10分平均風速を代用した．一方，大和では測定機器の理由で20分毎に風速の瞬時値を測定し，解析に用いた．また晴海では，設置環境の事情のため地上気温のみの測定となった．

観測期間中，機器の不具合による欠測も生じ，最終的には観測した152日のうち136日分が解析対象に選ばれた．肱川あらしは，肱川から発生する蒸気霧と盆地で発生した放射霧を伴った現象とみなされることが多い（中田 1982；名越・木村 1998）．しかし実際に観測すると，霧を伴っていなくても肱川あらしに該当する強風が認められ，中田（1982）と森（1999）の観測事実や既述の Ito *et al.*(2019) による数値シミュレーションなどにおいても，霧の有無が肱川あらしの発生や力学に関与しないことが述べられている．中田（1982）の調査では，放射霧を伴う肱川あらしは全体の６割ほどであった．そこで本研究では，霧の有無を考慮せずに次の４条件を満たした日を，肱川あらしの発生日とみなした．

第１表　本研究の各観測地点における測定項目と，測定分解能・精度，サンプリングなどの概要.

	大　洲	白　滝	大　和
気温	気象庁アメダス 分解能：0.1℃ 10分値を解析 ※設置した WXT520（Vaisala 社）の機器不調のため	WXT520（Vaisala 社） 分解能：0.1℃ 精度：±0.3℃ １秒サンプルの１分平均値を解析 ※欠測43日あり	測定せず
気圧	MODEL 61302V（Young 社） 分解能：0.01hPa 精度：±0.2hPa ５分毎の瞬間値を解析	TR73U（T ＆ D 社） 分解能：0.1hPa 精度：±1.5hPa 10分毎の瞬間値を解析	MODEL 61302V（Young 社） 分解能：0.01hPa 精度：±0.2hPa ５分毎の瞬間値を解析 ※欠測16日あり
風向風速	気象庁アメダス 分解能：0.1m/s，16方位 10分値を解析 ※設置した WXT520（Vaisala 社）の機器不調のため	WXT520（Vaisala 社） 分解能：0.1m/s，１° 精度：±３％，±3.0° １秒サンプルの１分平均値を解析 ※欠測２日あり	Kestrel 4500（Nielsen-Kellerman 社） 分解能：0.1m/s 精度：３％ 20分毎の瞬間値を解析 ※風速のみ測定．欠測32日あり

	長　浜	晴　海
気温	WXT520（Vaisala 社） 分解能：0.1℃ 精度：±0.3℃ １秒サンプルの１分平均値を解析 ※欠測９日あり	TR52（T ＆ D 社） 分解能：0.1℃ 精度：±0.3℃ 10分毎の瞬間値を解析
気圧	MODEL 61302V（Young 社） 分解能：0.01hPa 精度：±0.2hPa ５分毎の瞬間値を解析	測定せず
風向風速	WXT520（Vaisala 社） 分解能：0.1m/s，１° 精度：±３％，±3.0° １秒サンプルの１分平均値を解析 ※欠測９日あり	環境省大気汚染一般局（大屋観測局） 分解能：0.1m/s，16方位 １時間値を解析

(1) 前日の午後以降に降水がみられないこと.
(2) 前日の日没以降に長浜の風向が伊予灘へ向かう南よりに変化すること.
(3) 当日の 4 ～ 8 時の平均風速が長浜で 5 m/s 以上になること.
(4) 温帯低気圧の通過に伴う強風の影響を受けていないこと.

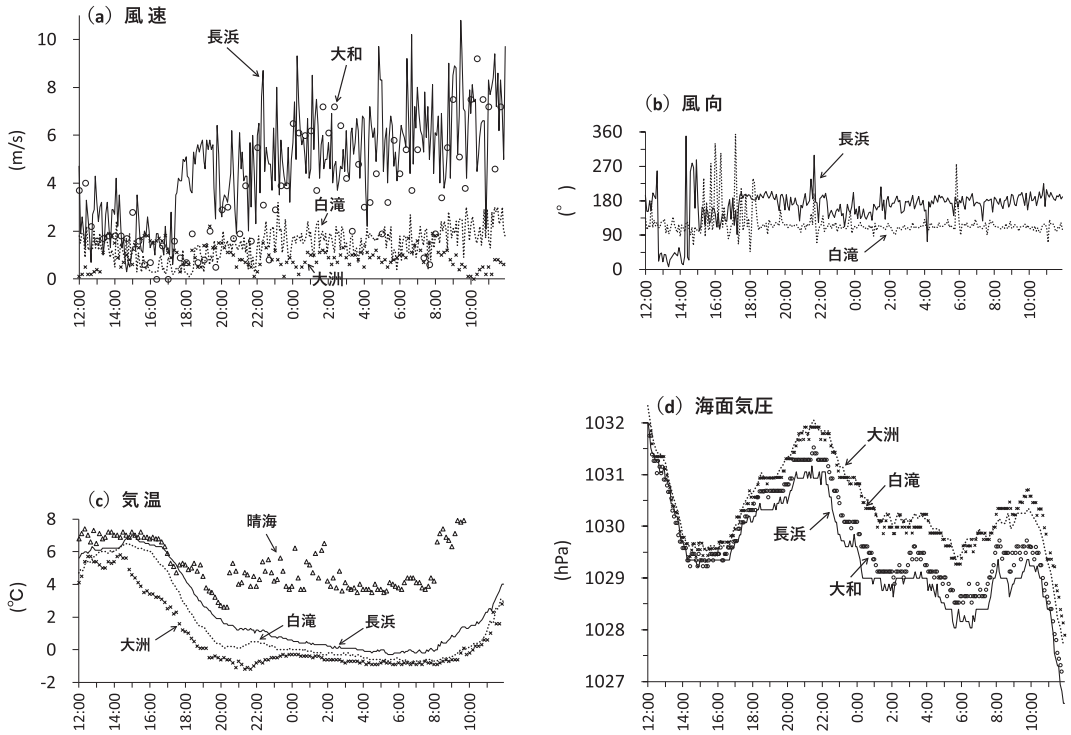
肱川あらしの発生には前日の夜間から大洲盆地で地表面の放射冷却が強まることが重要とされ，海陸風の交替も日没以降にみられる（森・鎌田 1994；名越 2009；黒坂・名越 2014）．また，肱川あらしが発生すると，長浜で観測される風の主風向が南へと変化する特徴も知られるため，上記の条件（1）および（2）を設定した．条件（3）は，多くの既往研究で示された肱川あらしの風速と継続時間にもとづいて設定した．さらに，温帯低気圧が日本海側を東進すると，大洲の広い範囲で南風が強まることから，肱川あらしの南風との区別が困難になるため，条件（4）を追加した．なお条件（4）は，地上天気図と長浜・大洲の風速から主観的に判断した．

以上の判定によって，136日のうち35日分が肱川あらし発生日として検出され，したがってその発生率は26％であった．

3．結果と考察

3.1　肱川あらしの事例的特徴

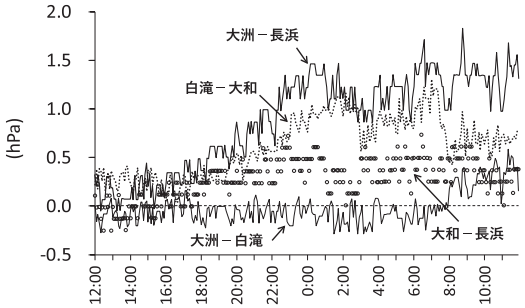
肱川あらしが発生する谷筋の複数地点で，観測による調査は，いくつかの既往研究でもされている（例えば，中田 1982；名越・木村 1998；黒坂・名越 2014）．しかし単発的な観測であったため，捉えられた肱川あらしと気象変化が典型的なタイプかは不明であった．本研究では長期間の気象観測を実施することでその問題を解決し，多くの肱川あらし発生事例から代表的な気象変化を明らかにすることができた．肱川あらし発生日における気象変化の典型パターンを第 3 図に示す．ここでは夜間の時間帯を中心に，2018年 1 月14～



第 3 図　2018年 1 月14日正午～15日正午に，(a) 大洲（×印）・白滝（点線）・大和（○印）・長浜（実線）で観測された地上風速，(b) 白滝（点線）と長浜（実線）の風向，(c) 大洲（×印）・白滝（点線）・長浜（実線）・晴海（△印）の気温，(d) 大洲（×印）・白滝（点線）・大和（○印）・長浜（実線）の海面更正気圧の時間変化.

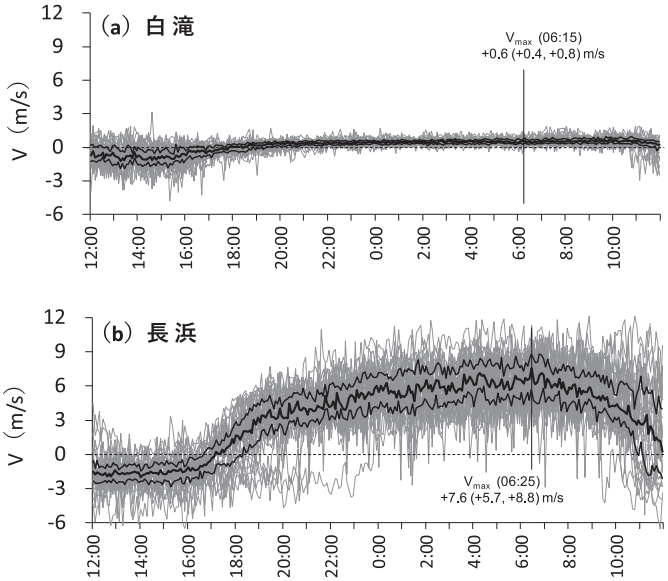
15日の結果を概説する．

三浦ほか（2018）は肱川あらしの発達と上空の一般風との関係も議論しており，前日21時の700hPa 気圧面で西成分の風向が（福岡で）観測される翌朝に，肱川あらしは発生しやすいと述べている．この１月14～15日の事例も同様に，21時の700hPa および850hPa 風向が西南西で，風速もそれぞれ10m/s と５m/s と小さかったため，肱川あらしの発達が期待できる日に相当する．第３図 a からわかるように，日没17時半以降すみやかに gap 内の大和と gap 下流側出口の長浜で風が強くなりはじめ，長浜では10m/s に達する時間もみられる．一方で盆地の大洲は１m/s 未満の静穏に近く，gap 上流側入口の白滝でも１～２m/s と風は弱いため，白滝―大和間にある gap 地形の最狭部で肱川あらしと思われる強い風が出現していると予想される．風向（第３図 b）も，長浜では前日17時以降に，海へ向かう南成分が翌朝まで安定して継続している．



第４図　2018年１月14日正午～15日正午に観測された，大洲と長浜（実線），大洲と白滝（細い実線），白滝と大和（点線），大和と長浜（○印）の気圧差の時間変化．いずれも前者から後者を引いた値として示している．

気温（第３図 c）は大洲，白滝，長浜の順に夜間の低下が始まるが，その差が徐々に小さくなる傾向がみられた．このことから，盆地を含む gap 上流側にある冷気が gap を通過して長浜にまで到達していると予想できる．盆地から谷筋内への冷気の広がりは，ひまわり８号で撮影された８～９時の可視画像による放射霧の分布からも確認された．したがって，大洲盆地から gap 上流側入口の白滝まで冷気湖が夜間に成長し，広い範囲で水平方向に等温な大気状態が維持されていると考える．一方，谷筋から外れた沿岸の晴海は白滝や長浜に比べて３～４℃も気温が高く推移していたことから，同じ沿岸部でも gap 下流側出口の長浜のみに肱川あらしの限局的な影響が現れているといえる．



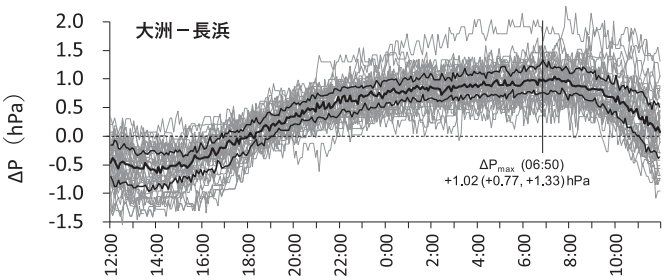
第５図　肱川あらしが発生した35日に（a）白滝と（b）長浜で観測された，地上風の南北成分 V の時間変化．35日分を薄い実線で重ねており，時刻ごとの V に対して求めた50パーセンタイル値を黒の太線で，その上下に25・75パーセンタイル値を黒の実線で示している．最大値の出現時刻と，そのときの50パーセンタイル（括弧内に25・75パーセンタイル）の値もグラフ中に記した．

気圧の時間変化（第３図 d）は総観スケールの変動も重なって起こるため，ここでは各地点の気圧差が局地スケールによる影響に起因すると考えた．第４図には，その気圧差の時間変化を示す．前日の日没17時以降に気圧差は開きはじめている様子がわかる．gap の上流側に位置する大洲と白滝で下流よりも高圧な大気場が朝まで長時間持続しており，gap 内の大和やその下流の長浜に比べても１～２hPa ほど高い．一方の大和でも，gap 下流側出口の長浜に比べて0.5hPa ほど気圧が高い状態が夜間に続いている様子もうかがえる．

3.2　肱川あらしの気候学的特徴

3.1節の事例の結果を踏まえ，2.2節で述べた肱川あらしの発生条件によって検出された肱川あらし35日の気候学的な特徴を分析した．第５図には，白

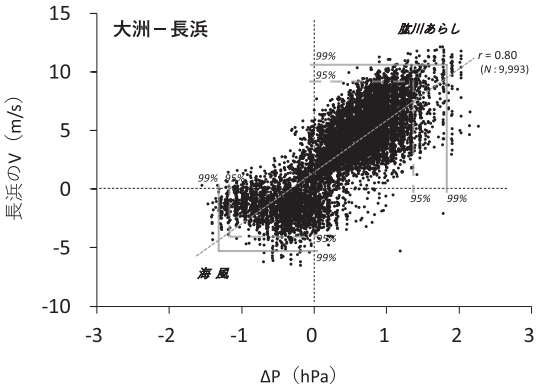
滝と長浜で観測された地上風の南北成分 V（m/s）の時間変化を35日分重ねて示している．gap 上流側入口の白滝（第５図 a)では，夜間の風速はかなり小さく，35日分の時刻ごとの V に対して求めた75パーセンタイル値でも1.0m/s 未満であった．gap 下流側出口の長浜（第５図 b）では，前日17～18時に海風から陸風への風向の交替が確認でき，早朝６～７時まで風は増強している．50・75パーセンタイル値は６時25分に最大を記録し，それぞれ＋7.6m/s と＋8.8m/s であった．gap 内にある大和でも風速を観測しているが，測器が他の地点と異なり，また欠測日数の多さやサンプリング間隔の粗さのため参考値になるが，50・75パーセンタイル値はそれぞれ＋5.5m/s と＋6.4m/s を示し，風速の変動も長浜の特徴に近かった．



第６図　肱川あらし発生日35日に観測された，大洲と長浜の気圧差（大洲から長浜を引いた値）の時間変化．35日分を薄い実線で重ねており，50パーセンタイルを黒の太線で，その上下に25・75パーセンタイルを黒の実線で示してある．最大値の出現時刻と，そのときの50パーセンタイル（括弧内に25・75パーセンタイル）の値もグラフ中に記した．

大洲と長浜の気圧差（第６図）は，17～19時以降に大洲のほうが高圧化する状態が長時間続いている．この関係は第３図の事例解析でもみられた特徴で，大洲から長浜を引いた気圧差 ΔP の値は夜間に漸増していき，翌朝の６時50分には50パーセンタイル値で＋1.02hPa の最大値を記録した．これは，長浜で観測される V（第５図 b 参照）の最大値が出現する時刻に比べて25分ほど遅れているが，良い対応がみられる．

そこで，この気圧差と肱川あらしの風速との同調性を捉えるため，肱川あらし発生日35日分の ΔP と長浜で観測された V の相関分析をおこなった（第７図）．いずれも前日の正午から肱川あらしが終息した正午までの24時間に観測された５分値に対しての散布図である．長浜の V はもともと１分値であったが，この解析のために５分値を改めて抽出している．グラフ第一象限内の分布が肱川あらし発生時間に相当し，大洲と長浜の ΔP が大きいほど V も強く観測されている．外れ値を除くため，目安として（ΔP，V）分布の95および99パーセンタイル線を図中に示すが，肱川あらし発生時の99パーセンタイルに相当する値は（＋1.79hPa，＋10.4m/s）であった．時刻別の水平気圧差と地峡風の強さが非線形的な関係になる結果が，佐々木ほか（2004）の清川だしの解析で確認されているが，この図では線形に近く，一日ごとにみても同様な傾向がみられた．一方，グラフ第三象限内の分布は長浜で観測される日中の海風に相当し，その（ΔP，V）の99パーセンタイル値は（－1.30hPa，－5.3m/s）であった．したがって肱川あらし形成時の ΔP の絶対値は，日中に現れる海風の最大1.4倍，V の絶対値は2.0倍と見積もられる．第７図は月別にも分布の特徴を確認してみたが，季節による違いは特に認められなかった．



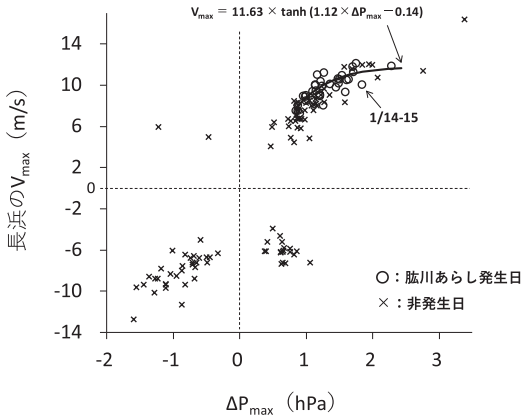
第７図　肱川あらし発生日35日に観測された，大洲と長浜の気圧差と長浜の風速との関係．５分値に対してプロットした結果．第一象限内と第三象限内のプロットに対し，95パーセンタイルと99パーセンタイルのラインをそれぞれ示してある．破線は全プロット（N＝9,993）に対する回帰直線（相関係数 r＝0.80）をあらわす．

三浦ほか（2018）は最盛期に相当する風速と水平気圧傾度の関係を示したが，肱川あらしの発生に限定しない解析であった．本研究では肱川あらし発生日を全観測日から区別して，肱川あらしの最大風速 V_{max} と水平気圧差 ΔP_{max} の関係を調べてみた（第８図）．以降で示す各気象要素の時間最大値には，前述までに示した

50パーセンタイル値を用いていく．第８図のプロットは，観測期間136日すべての結果を示している．このうち肱川あらしの発生日として検出された35日（図中の○印）は，いずれもグラフ第一象限内に含まれていることがわかった．ΔP_{max}と V_{max}の関係は三浦ほか（2018）で示された特徴に近いが，肱川あらしが発生した日は大洲と長浜のΔP_{max}が＋0.8～＋2.3hPa，長浜の V_{max}は＋7.5～＋12.1m/s の範囲に特定される．肱川あらし発生日のΔP_{max}と V_{max}のあいだには正の相関が認められるが，やや曲線的な関係に近く，非線形モデル関数を最小二乗法によって求めることで次のような近似式が得られた．ただし非線形関数には tanh を採用した．

$$V_{max}=11.63\times\tanh(1.12\times\Delta P_{max}-0.14) \qquad (1)$$

第７図で述べたように，佐々木ほか（2004）による清川だしの観測結果では一日の V と ΔP の時間ごとの対応性が示されており，ΔP が増加すると V の増大は徐々に抑えられる特徴が認められた．式（1）のように肱川あらしの V_{max}と ΔP_{max}に対してみても，同様に線形関係とはならない．これは後述する式（6）のエネルギー保存式からわかるように，理論的には肱川あらしの風速が水平気圧傾度の平方根に比例することと関係していると考えられる．



第８図　観測期間136日分に対する大洲と長浜の最大気圧差ΔP_{max}と長浜の最大風速 V_{max}との関係．○は肱川あらしの発生日，×が非発生日をあらわす．実線の曲線は，肱川あらし発生日に対して作成された式（1）の近似曲線を示す．また参考として，3.1節で述べた2018年１月14～15日のプロットの位置を図示している．

一方，肱川あらしの非発生日であっても第８図のグラフ第一象限内に分布がみられるが，これらは2.2節で定義した肱川あらしの発生条件から除外された日に相当する．このうち V_{max}が10m/s 前後に達する日は，いずれも温帯低気圧の接近や通過に伴う強い風の影響を受けていた．

3.3　gap 地形に沿った水平気圧傾度の変化

前節までの解析によって，長浜で観測される肱川あらしの発達と大洲盆地の高圧化の連動について，長期データからも先行研究（例えば，寺尾・大橋 2012；Ohashi *et al.* 2015）を支持する結果が得られた．ここからは，新たに白滝と大和で観測された気圧も含めることで，大洲と長浜を接続する gap 地形に沿った水平気圧傾度の特徴と肱川あらしの風速との関係を考察していく．

第９図には，上流側から順に大洲―白滝間（盆地から gap 上流入口まで），白滝―大和間（gap 上流側入口から gap 内まで），大和―長浜間（gap 内から gap 下流側出口まで）の気圧差の時間変化を示している．以降ではこれらを順に，$\Delta P_{oz\text{-}sr}$，$\Delta P_{sr\text{-}ym}$，$\Delta P_{ym\text{-}ng}$と呼称する．第６図と同様に，いずれも肱川あらし発生日35日分の ΔP を重ねた図である．$\Delta P_{oz\text{-}sr}$（第９図 a）は前日の日没から夜間，差がほとんどみられない状態で持続している．肱川あらしが最盛期を迎える朝８時以降にやや大洲のほうが高圧となるが，＋0.17hPa（50パーセンタイル値，以降も同様）と小さい．この二地点の気温差 ΔT も同じ時間帯で最小になっていたことから，3.1節でも触れたように盆地から gap 上流側入口の範囲まで熱的に均質な大気が広がっているとわかる．（第１図の地形図からもわかる）白滝と大和を隔てる肱川両岸にある500～600m の山が狭まってできた gap 地形の最狭部によって，大洲盆地から白滝まで冷気が溜まるように広がると考えられる．

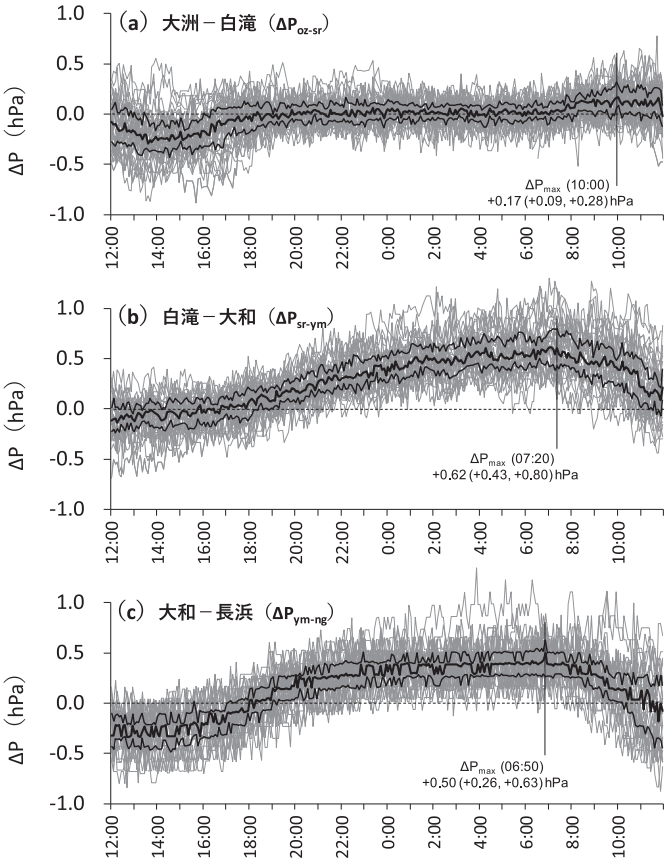
一方，$\Delta P_{sr\text{-}ym}$（第９図 b）は前日の日没以降，時間の経過とともに線形的に増加しており，肱川あらしの最盛期には＋0.62hPa にまで達する．この白滝―大和間の下流になる大和から長浜までは gap からの出口に相当するが，その$\Delta P_{ym\text{-}ng}$（第９図 c）は$\Delta P_{sr\text{-}ym}$と比べて早朝までの増大が前夜23～０時にはほとんど止まっているようにみえる．肱川あらし最盛期における$\Delta P_{ym\text{-}ng}$は最大＋0.50hPa（これは瞬間的に大きな値で，その前後は＋0.37～＋0.40hPa で推移）で，白滝―大和間よりもやや小さい．したがって，第６図でみられた大洲盆地と肱川河口の長浜とのあいだの ΔP が時

間ともに徐々に増大していく特徴は，おもに白滝―大和間の気圧差に起因するものである．

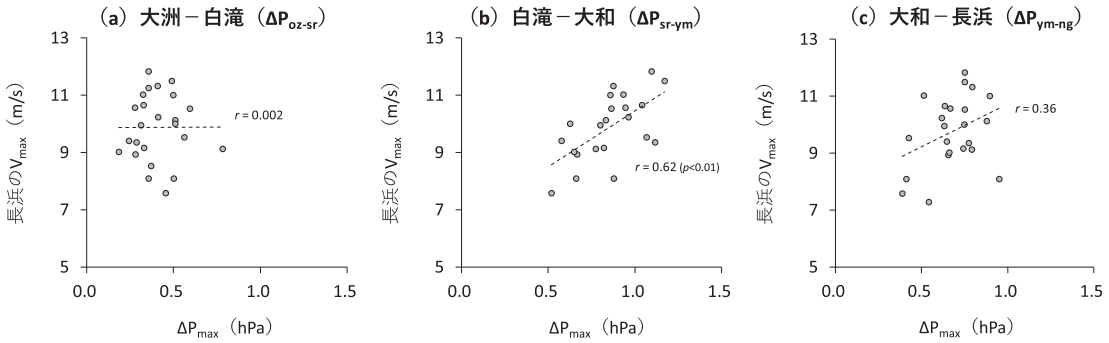
白滝―大和間，大和―長浜間の直線距離はそれぞれ２km ほどで，ほぼ等しい．したがって肱川あらしが強く発達するときは，gap 地形の最狭部で大きな水平気圧傾度が生じていることが示唆される．そこで，局地的に発生する gap 地形の水平気圧傾度と肱川あらしの発達との対応をできるだけ厳密に議論できるよう，以降では一般風による影響を少しでも排除して考察していく．気象庁メソ客観解析値の850hPa 面スカラー風速が，大洲盆地を含む格子点で前日21時および当日３時にいずれも10m/s 未満であった日のみを，肱川あらし発生日35日の中から抽出した．その結果，一般風の影響を受けていない肱川あらしが発達した日として25日分が選ばれた．また以降では，長浜で観測される風速を，肱川あらしの発達強度の目安に用いていくことにする．

この25日に対して，上流側から各地点間における $\Delta P_{oz\text{-}sr}$，$\Delta P_{sr\text{-}ym}$，$\Delta P_{ym\text{-}ng}$ の最大値と，その日に発達した肱川あらしの強さとの関係を，第10図にそれぞれ示す．$\Delta P_{oz\text{-}sr}$ の最大値（第10図 a）は肱川あらしの発達にほとんど関与していないとわかる一方，gap 地形の最狭部にあたる $\Delta P_{sr\text{-}ym}$ が肱川あらしの発達と最も関係している（第10図 b）．その気圧傾度は２km ほどの短い水平距離で１hPa を超える大きな日もみられ，同じ地狭風の清川だしなどと比べても空間的にかなり限局化した現象といえる．gap 下流側出口の長浜で観測された V_{max} との相関をここでは示したが，その長浜に一番近い gap 最下流の区間 $\Delta P_{ym\text{-}ng}$（第10図 c）に比べて，それより上流側の $\Delta P_{sr\text{-}ym}$ に肱川あらしの V_{max} が強い感度をもつ特徴は，興味深い．

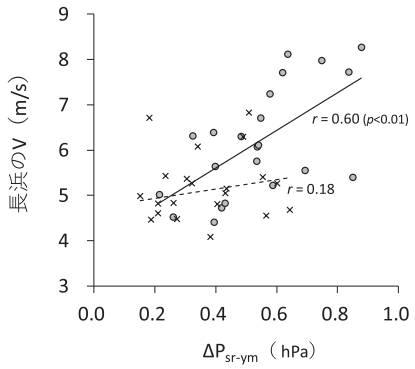
gap 地形の最狭部の $\Delta P_{sr\text{-}ym}$ と肱川あらしの風速との関係を，前夜21～１時と6～10時のそれぞれの時間帯で調べた結果を第11図に示す．21～１時は発達期，６～10時は最盛期に相当し，いずれも時間平均値としてある．図からは，最盛期の時間帯に $\Delta P_{sr\text{-}ym}$ の値が大きな日ほど肱川あらし最盛期の風も強くなる傾向がみられる（相関係数 $r=0.60$；危険率１％で有意）．また，図中には21～１時と６～10時の時間帯での比較を示したが，夜間に肱川あらしが吹き始めてから遅い（当日の早朝に近い）時間帯ほど，この関係性は明瞭に現れた．したがって，肱川あらしが強く発達する（早朝に最大風速が大きくなる）条件として，gap 上流口の水平気圧傾度が特に早朝の時間帯まで大きく維持されることが重要だと考えられる．



第９図　肱川あらし発生日35日に観測された，(a) 大洲と白滝の気圧差 $\Delta P_{oz\text{-}sr}$，(b) 白滝と大和の気圧差 $\Delta P_{sr\text{-}ym}$，(c) 大和と長浜の気圧差 $\Delta P_{ym\text{-}ng}$ の時間変化．それぞれ前者から後者を引いた値．35日分を薄い実線で重ねており，50パーセンタイルを濃い太線で，その上下に25・75パーセンタイルを濃い実線で示してある．最大値の出現時刻と，そのときの50パーセンタイル（括弧内に25・75パーセンタイル）の値もグラフ中に記した．



第10図　一般風の影響が小さい条件で肱川あらしが発達した25日分における，(a) 大洲と白滝の気圧差 $\Delta P_{\mathrm{oz\text{-}sr}}$，(b) 白滝と大和の気圧差 $\Delta P_{\mathrm{sr\text{-}ym}}$，(c) 大和と長浜の気圧差 $\Delta P_{\mathrm{ym\text{-}ng}}$の最大値と長浜の最大風速 $V_{\max}$との関係．破線はプロットに対する回帰直線（r は相関係数）をあらわす．



第11図　一般風の影響が小さい肱川あらし発生日25日における，gap 最狭部 $\Delta P_{\mathrm{sr\text{-}ym}}$と肱川あらしの風速との関係．肱川あらしの発達期21～1時（×印）と最盛期6～10時（○印）の平均値での結果をそれぞれ示す．破線と実線はそれぞれ，発達期21～1時（×印）と最盛期6～10時（○印）のプロットに対する回帰直線（r は相関係数）をあらわす．

3.4　理論的考察

前節までに述べた観測結果，特に水平気圧傾度と肱川あらしの風速の大きさが，gap 地形によって流路の狭くなる作用として理論的に説明できるかを考察してみる．

gap 地形の最狭部である白滝から大和までを通過する流れの水平気圧傾度は 2 km ほどの短い距離で生じていたが，肱川あらしの流体変化には次式の質量保存（連続の式）が成り立っていると考える（例えば，Arakawa 1969；Saito 1992）．

$$h_{\mathrm{sr}}\, u_{\mathrm{sr}}\, b_{\mathrm{sr}} = h_{\mathrm{ym}}\, u_{\mathrm{ym}}\, b_{\mathrm{ym}} \qquad (2)$$

ここで，h_{sr}と h_{ym}は白滝上流側と大和下流側における冷気流体の厚さ（m），u_{sr}と u_{ym}は白滝と大和での風速をあらわす．ただし h_{ym}は，白滝―大和間の gap 最狭部による幾何学的な変形を受けた直後の流体を考える．b_{sr}と b_{ym}は白滝と大和の代表的な谷幅（m）であり，国土地理院の基盤地図情報（5 m メッシュ標高データ）の解析から，b_{sr}を白滝の上流側範囲，b_{ym}を白滝から大和までの gap 最狭部の範囲に対して算出した．その結果，b_{ym}（=1.6km）が b_{sr}（=3.2km）の半分の数値に相当するとわかった．白滝側にある冷気が密度の異なる大気中を流れ進む二層流体とみなせば，静水圧平衡から次のような関係式が示される（例えば，小倉 1997）．

$$\Delta P_{\mathrm{sr-ym}} = \rho g'(h_{\mathrm{sr}} - h_{\mathrm{ym}}) = \rho g \frac{\Delta\theta}{\theta_0}(h_{\mathrm{sr}} - h_{\mathrm{ym}}) \qquad (3)$$

ここでρは空気密度（kg/m^3），g′ は浮力の効果を考慮した重力加速度（m/s^2），g は通常の重力加速度（m/s^2），$\Delta\theta$ は白滝側にある冷気流体と周囲の大気との温位差（K）をあらわす．一様な冷気層の温位を θ_0（K）とし，その周囲を一様な温位 θ_1の大気が海上まで続いた二層流体と仮定すれば，大洲と晴海で観測された気温差が $\Delta\theta$（$=\theta_1-\theta_0$）に近いと考えられる．

式（2）を式（3）に代入して整理すると，最終的に次式を得ることができる．

$$\Delta P_{\mathrm{sr-ym}} = \rho g \frac{\Delta\theta}{\theta_0} h_{\mathrm{sr}} \left(1 - \frac{b_{\mathrm{sr}}\, u_{\mathrm{sr}}}{b_{\mathrm{ym}}\, u_{\mathrm{ym}}}\right) \qquad (4)$$

なお式（4）中の $b_{\mathrm{sr}}/b_{\mathrm{ym}}$は，前述の地形解析から2.0の数値を与えることになる．この式によって，実際に観測した風速と気温を用いて理論上出現する $\Delta P_{\mathrm{sr-ym}}$

を算出してみる．肱川あらし発生時に大洲盆地でみられる冷気層の厚さが400m ほどであることを名越（2009）は述べており，h_{sr}＝400m と定数で与えることにした．観測された $\Delta P_{sr\text{-}ym}$は 6 ～ 8 時に極大をもっていたため（第 9 図 b 参照），各変数にはこの時間帯の平均値を代入する．ただし u_{ym}は観測値のサンプリングと測定精度に問題があるため，かわりに長浜で観測された風速を用いてみる．第 3 図 a で示したように，大和でも風は長浜に匹敵するほど強くなっていることが予想される．以上の設定で，一般風の影響を受けていない肱川あらしが発生した25日に対して式（4）から推定された $\Delta P_{sr\text{-}ym}$は，0.17～0.72hPa（50パーセンタイルは0.39hPa）の範囲となった．これは実際に観測された $\Delta P_{sr\text{-}ym}$の範囲ともよく対応していることからも，白滝―大和間にある gap 最狭部で観測された水平気圧傾度は，急に狭くなる谷状地形を大洲で生成された冷気が通過する状況で生じ得る大きさであるといえる．また，式（2）から得られる h_{ym}も50パーセンタイル値で196m と，設定した h_{sr}の半分程度にまで薄くなる．第 2 図 a でも，gap を通過する流体頂部の高度が降下している様子が，霧によって可視化されている．

Arakawa（1969）や Saito（1992）は，山を乗り越える非圧縮性流体のエネルギー保存（ベルヌーイの定理）を地峡地形にも拡張した議論をおこなっている．本研究でも白滝―大和間の最狭部と，その風下にあたる大和―長浜間の gap 地形を冷気流が順に通過していく状況を想定し，浅水流に対して次式が成り立つことを考える．

$$\frac{1}{2}\rho u_i^2+\rho g' h_i=\frac{1}{2}\rho u_{i+1}^2+\rho g' h_{i+1} \qquad (5)$$

ここで下付きの記号 i と $i+1$ は地点を意味し，数字が 1 の場合は白滝（sr），2 は大和（ym），3 は長浜（ng）である．両辺の第 2 項が各地点において冷気流がもつ位置エネルギーをあらわし，式（3）の静水圧平衡によって地上の気圧と関係づけることで次式が得られる．

$$\frac{1}{2}\rho u_{i+1}^2=\frac{1}{2}\rho u_i^2+\Delta P_{i-(i+1)} \qquad (6)$$

空気密度ρを 1 kg/m^{3}と仮定し，式（6）右辺の項に観測値を代入することで，gap 通過時の気圧傾度から形成される風速を推定できる．式（4）のときと同様に朝 6 ～ 8 時の時間平均値を用いた結果，冷気流体の位置エネルギーから運動エネルギーへの変換が，発生日25日に対して次のような風下側の風速強化をもたらすと算出された．

白滝―大和間：

7.2～13.6m/s（50パーセンタイルは10.6m/s）

大和―長浜間：

4.9～11.8m/s（50パーセンタイルは9.5m/s）

実際に長浜で観測された肱川あらしのスカラー風速は日によって異なるが，最盛期に 7 ～12m/s であったことからも，位置エネルギーから運動エネルギーへの変換による肱川あらしの強風の生成を，地上で観測された水平気圧傾度の大きさから説明することができる．

肱川あらしには，ハイドロリック・ジャンプ現象の存在がいくつかの既往研究で示唆されてきた（名越・木村 1998；名越 2009；Ito *et al*. 2019）．そこでは Arakawa（1969）や Saito（1992）の浅水流理論を基礎とした理論的・実験的な考察によって，gap 地形の下流側で流れの高度が下がり定常ジャンプが形成される，おろし風的な性質も述べられている．中田（1992）の航空機からの撮影や名越（2009）の立体地形模型の室内実験からも，吹きおろす流れが発達した肱川あらしの特徴として明らかに認められる．名越・木村（1998）は，第 1 図 b の大和の地点にある大和橋付近に肱川あらしのジャンプの存在を示唆し，Ito *et al.*（2019）による数値シミュレーションでも同じ付近でジャンプが計算されていた．この場所は gap 地形最狭部の出口にあたり，前述の理論的考察で示した白滝―大和間の2km ほどの短い距離で位置エネルギーから運動エネルギーへの変換が生じていることを裏づける．しかし，第 1 節で触れたように Ito *et al.*(2019) のシミュレーションではもう一つのジャンプがさらに風下で計算されているが，それは長浜の地点よりもさらに風下の位置であり，本研究の観測データからは明らかでない．

4．まとめ

本研究では，愛媛県大洲市で発生する局地風「肱川あらし」の発達と gap 地形（地峡部）の水平気圧傾度との関係を明らかにするため，2017年10月25日から2018年 3 月25日までの 5 か月間に，大洲盆地と沿岸の長浜地域をつなぐ肱川の谷筋で気象観測を実施した．本研究の解析結果からは，肱川あらしが発達する日に関して次のような知見を新たに得ることができた．

・谷筋内にある gap 地形を境界に，その上流側の白滝

から大洲盆地で夜間は静穏な状態が維持されていた．一方で白滝から下流側の gap 内に入ると，大和まで 1 ～ 2 km の短い距離で風は増強し，gap から吹き出していた．いくつかの先行研究（例えば，中田 1982；名越・木村 1998；黒坂・名越 2014）による事例観測の結果からも同様の特徴は指摘されていたが，本研究では長期観測から肱川あらしの気候学的な性質を捉えることができた．

・肱川あらし発生時における大洲盆地と gap 下流側出口の長浜との気圧差の絶対値は，日中に現れる海風の1.4倍，風速は 2 倍程度に及ぶ大きさであった．その気圧差と長浜の風速は，一日のなかで線形に近い関係で変動を示していた．

・肱川あらしは gap 下流側出口にある長浜の地点で最も強く観測されるが，長浜が近い gap 内下流側の大和―長浜間の水平気圧傾度よりも，gap 内上流側の白滝―大和間の水平気圧傾度に強い感度をもっていた．白滝と大和のあいだは gap 地形のなかで最も流路が狭い区間となっている．

・gap 下流側の大和―長浜間の気圧差に比べて上流の白滝―大和間の気圧差が大きくなる状態が早朝まで持続するほど，肱川あらしが強く発達する傾向がみられた．したがって gap 上流口の水平気圧傾度の大きさが，強く発達する肱川あらしの鍵になっていると考えられる．

・谷が特に狭い地形となっている白滝―大和間で観測された水平気圧傾度の大きさと，それによってもたらされる肱川あらしの強風は，連続の式やベルヌーイの定理などから説明できる．

本研究では地上で測定された気圧と風速のそれぞれの変化から，肱川あらしの発達を論じてきた．しかし，実際の現象は三次元で流動するため，特に流体上部とその直上の大気圧や風速の時空間変化も同時に捉えた議論が，今後の課題に挙げられる．

また第 1 節でも触れたように Ito *et al.*(2019) のシミュレーションでは，長浜からさらに風下の伊予灘海上にもハイドロリック・ジャンプ現象と肱川あらしの強風が示されている．肱川あらしの地上観測をおこなった先行研究ならびに本研究は，gap 地形出口の風下として長浜の陸上地点を選んでいるが，実際には伊予灘の海上で風が最も強くなっている可能性がある．海上まで含めた風速や気圧の考察も，検討が必要な今後の課題である．

謝　辞

大洲市教育委員会，大和公民館，大洲市立平小学校，大洲市立白滝小学校，大洲市立長浜中学校，大洲市文化スポーツ課，愛媛県大洲土木事務所の皆様には，長期間の気象観測にご理解とご協力を頂きました．東京大学大気海洋研究所・伊藤純至助教には，解析に際して有益なご助言を頂きました．最後に，査読者の皆様ならびに編集委員の藤部文昭様には，本論文の改訂に有益なコメントを頂きました．心より感謝を申しあげます．

参　考　文　献

Arakawa, S., 1968: A proposed mechanism of fall winds and dashikaze. Pap. Meteor. Geophys., **19**, 69-99.

Arakawa, S., 1969: Climatological and dynamical studies on the local strong winds, mainly in Hokkaido, Japan. Geophys. Mag., **34**, 359-425.

荒川正一，2006：gap wind について．天気，**53**，161-166.

深石一夫，黒瀬義孝，林　陽生，1997：大洲盆地における盆地霧の小気候調査．愛媛の地理，**13**，52-58.

気象庁，1998：気象観測の手引き．https://www.jma.go.jp/jma/kishou/know/kansoku_guide/hpc.html (2019. 1. 24. 閲覧).

黒坂　優，名越利幸，2014：「肱川あらし」における定点観測データによる風の日変化．日本科学教育研究会研究報告，**29**，103-106.

稲村友彦，岩崎一晴，齋藤　仁，中山大地，泉　岳樹，松山　洋，2009：阿蘇山の特徴的な地形が局地風「まつぼり風」に及ぼす影響に関する数値実験．天気，**56**，123-138.

Ishii, S., K. Sasaki, K. Mizutani, T. Aoki, T. Itabe, H. Kanno, D. Matsushima, W. Sha, A. Noda, M. Sawada, M. Ujiie, Y. Matsuura and T. Iwasaki, 2007: Temporal evolution and spatial structure of the local easterly wind "Kiyokawa-Dashi" in Japan PART I : Coherent Doppler lidar observations. J. Meteor. Soc. Japan, **85**, 797-813.

Ito, J., T. Nagoshi and H. Niino, 2019: A numerical study of "Hijikawa-Arashi": a thermally driven gap wind visualized by nocturnal fog. J. Appl. Meteor. Climatol., **58**, 1293-1307, doi:10.1175/JAMC-D-18-0189.1.

三浦　悠，大橋唯太，名越利幸，那須川徳博，黒坂　優，寺尾　徹，2018：愛媛県で発生する肱川あらしの強風と谷筋で生じる水平気圧傾度分布の関係．風工学シンポジウム論文集，(25)，25-30.

森　征洋，1999：肱川あらし．日本風工学会誌，(80)，3-5.

森　征洋，鎌田章司，1994：肱川河口における風の日変化

特性について―強い“陸風”の例―．天気，41，79-88.
名越利幸，2009：立体地形模型を用いた局地風の流体実験教材―霧を伴う陸風「肱川あらし」を事例として―．地学教育，62，65-77.
名越利幸，木村龍治，1998：霧によって可視化された大気中のハイドロリックジャンプ．可視化情報学会誌，18，229-232.
中田隆一，1982：肱川あらしの調査．気象庁研究時報，34，135-139.
中田隆一，1992：肱川あらし．天気，39（7），カラーページ.
西本洋相，1978：肱川あらし．海の気象，24，17-21.
小倉義光，1997：メソ気象の基礎理論．東京大学出版会，215pp.
Ohashi, Y., T. Terao, Y. Shigeta and T. Ohsawa, 2015: In situ observational research of the gap wind “Hijikawa-Arashi” in Japan. Meteor. Atmos. Phys., 127, 33-48.
大洲市，名越利幸，松本浩司，2015：Great Nature Story 肱川あらし これでキミも“あらし”予報士．エス・ピー・シー，95pp.
Saito, K., 1992: Shallow water flow having a lee hydraulic jump over a mountain range in a channel of variable width. J. Meteor. Soc. Japan, 70, 775-782.
佐々木華織，菅野洋光，横山克至，松島　大，森山真久，深堀脇子，余　偉明，2004：“清川ダシ”吹走時に観測された強風域および風の鉛直構造の特徴．天気，51，881-894.
重田祥範，大橋唯太，寺尾　徹，大澤輝夫，2014：愛媛県大洲市沿岸部で発生する局地風“肱川あらし”の鉛直構造．天気，61，91-96.
寺尾　徹，大橋唯太，2012：二台の気圧計による肱川あらしの観測．日本気象学会関西支部例会講演要旨集，（128），39-42.
谷治正孝，蔵田英之，岡本智順，1992a：強い陸風・山風としての肱川あらし（肱川あらしの研究　第1報）．日本地理学会発表要旨集，（41），98-99.
谷治正孝，岡本智順，深石一夫，1992b：大洲盆地の霧と肱川あらしの垂直構造（肱川あらしの研究　第2報）．日本地理学会発表要旨集，（41），100-101.

Relationship between the Development of Local wind “Hijikawa-arashi” and the Horizontal Pressure Gradient in a Gap Terrain, Obtained by Long-term Observation

Haruka MIURA[*1], Yukitaka OHASHI[*2], Toshiyuki NAGOSHI[*3], Norihiro NASUKAWA[*4] and Toru TERAO[*5]

[*1] *Graduate School of Biosphere-Geosphere Science, Okayama University of Science*（*Present affiliation: Meteorological Engineering Center, Inc.*）
[*2]（*Corresponding author*）*Faculty of Biosphere-Geosphere Science, Okayama University of Science*
[*3] *Faculty of Education, Iwate University*
[*4] *Division of Technical Support, Iwate University*
[*5] *Faculty of Education, Kagawa University*

（Received 10 May 2019; Accepted 11 December 2019）
