

東北地方多地点一斉大規模山林火災を誘発した 1983年4月27日の異常乾燥強風(2)*

近藤 純正・桑形 恒男**

要 旨

1983年4月27日、東北地方で続発した山林火災は西よりの異常乾燥強風によって大規模化した。この強風は下層大気不安定化による鉛直混合で、上空の強風が地上付近まで一様化されて生じたものである。鉛直混合が盛んな、いわゆる大気混合層は日本海沿岸からの吹走距離と共に東へ進むほど発達したと考えられる。この状況下の最大風速や最大瞬間風速を調べ以下の結果をえた。(1) 最大瞬間風速が 25 m s^{-1} を超えたのは東北地方の東半分を中心とする、地面加熱が大きかった範囲である。(2) 風速の変動度(乱流強度)が大きい地域は日本海沿岸から $20\sim 30\text{ km}$ の内陸から東側である。(3) 相対的に乱流強度が小さい地域は日本海沿岸であるが、そこは海上からの冷気によって下層大気が不安定化しにくかった事が一つの理由である。また東北地方の津軽海峡に近い地域も同様であるが、そこは降雨で地面が湿っていたため、地面加熱が弱く下層大気不安定化は顕著でなかったからだと考えられる。(4) 上空(大気境界層外部)風速に対する地上の最大瞬間風速の比は1前後であるが日射量の多い地域ほどこの比が大きい。(5) 地表面粗度の大きい都市や住宅密集地の気象官署で観測された不安定時の突風率(平均風速に対する最大瞬間風速)は2~3程度で平常時の1.5倍もあるのに対し、粗度の小さい平坦平野部の突風率は2以下である。(6) 粗度が大きいために平常の平均風速が弱い場所で注意すべきは、下層大気不安定時の最大瞬間風速は非常に強く、平常から風の強い平坦地と同程度になることである。(7) 粗度の大きな尾根状山林樹冠上の瞬間風速は異常に強く、東北地方の北東部でその最高値は 50 m s^{-1} にも達したと推測される。この突風状強風が飛び火を繰り返し、急速に延焼拡大し、火災を大規模化させたと考えられる。

1. はしがき

第1報では1983年4月27日に東北地方多地点で大規模山林火災を誘発させた、異常乾燥強風の発生条件を主として仙台の15箇月間資料によって調べた。その結果、地上の強風は乾燥した地表面が日射で加熱され、下層大気の鉛直混合が強まり上空の強風が地上付近までほぼ一様化されて起こることが分かった。これを「熱対流混合風」と名づけた(近藤, 1983)。今回の異常強風は熱対

流混合風の最大級であるから、あらゆる面から詳細に調べ、今後の強風のきめこまかな量的予知法の手だてとしたい。

地上における最大瞬間風速 V_{\max} は平均風速 V の1.5~2倍程度と言われている。しかし最近の大気境界層研究から明確にされているように、突風率 V_{\max}/V は風速計の(記録計を含めた)追従性によるほか、風速計設置地上高度(正しくはゼロ面変位を補正した有効地上高) z 、観測所周辺の地表面粗度 z_0 、および大気安定度によって変化する。

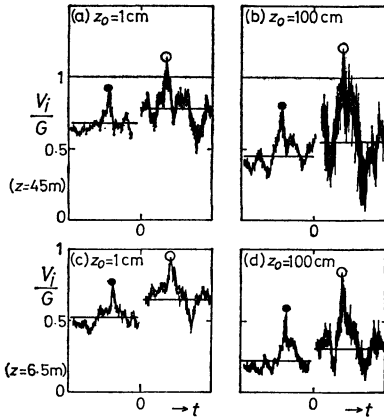
理解を容易にするために、第1図に風速記録4例を模式的に示した。縦軸は各瞬間の地上風速 V_i を上空風速(地衡風速) G で割り算した値であり、横軸は時刻 t である。 $t=0$ を境にして、大気安定度が中立($t<0$ 区間)から不安定状態($t>0$ 区間)に急変した場合を想定してある。横棒は平均風速である。上空の風速が同じであ

On the unusual dryness and strong wind weather which caused a large number of forest fires over the Tohoku district on 27 April 1983 (Part 2).

* Junsei Kondo and Tsuneo Kuwagata, 東北大学理学部地球物理学教室。

——1983年9月20日受領——

——1983年11月25日受理——



第1図 平均風速(横棒)と最大瞬間風速(丸印)の地表粗度 z_0 または風速計有効地上高 z による違いを説明する模式図。横軸は時刻で $t < 0$ が中立時, $t > 0$ が不安定時を想定している。(a)と(b)が $z=45\text{m}$, (c)と(d)が $z=6.5\text{m}$, (a)と(c)が $z_0=1\text{cm}$, (b)と(d)が $z_0=100\text{cm}$ 。

っても, 不安定になれば鉛直混合による上下一様化の作用で地上の平均風速は増加し, 同時に乱流も強くなる。黒丸印は中立時の最大瞬間風速, 白丸印は不安定時の最大瞬間風速である。従来, 地上付近で行われている乱流の観測時間は通常30分ないし1時間程度のことが多いので, この図はその程度の観測時間を想定している。長周期変動(トレンド)が少ない場合は横軸の観測時間は数時間とみなしてもよい。これは模式図であるが, 第6章の理論的關係に基づいているので, 平均風速と最大瞬間風速との関係は統計的には正しく描いてある。

代表的な地表面状態として平坦地(粗度 $z_0=1\text{cm}$)と都市あるいは樹木・民家などが散在し粗度の大きな地方村落($z_0=1\text{m}$)の2通りを, さこに風速計有効地上高度として $z=45\text{m}$ と $z=6.5\text{m}$ の2通りを選んだ。図(a)と(b)は $z=45\text{m}$, 図(c)と(d)は $z=6.5\text{m}$ の場合である。

粗度の大きな所(b, d)では平常時の風速が弱いので, 一般に風に対する防御策ができていない。しかし, その場所における不安定時の最大瞬間風速 V_{max} は粗度の小さな所(a, c)とはほとんど差がないくらい強くなる。強風による建築物・構造物の破壊は V_{max} の大きさによるのであるから, 粗度が大きい事で普段の風が弱い地域は不安定時に危険である。

本報告では東北地方とその周辺の4月27日の最大瞬間

風速について調べ, 複雑地形上の風速が粗度や大気安定度によってどう変化するかを検討する。

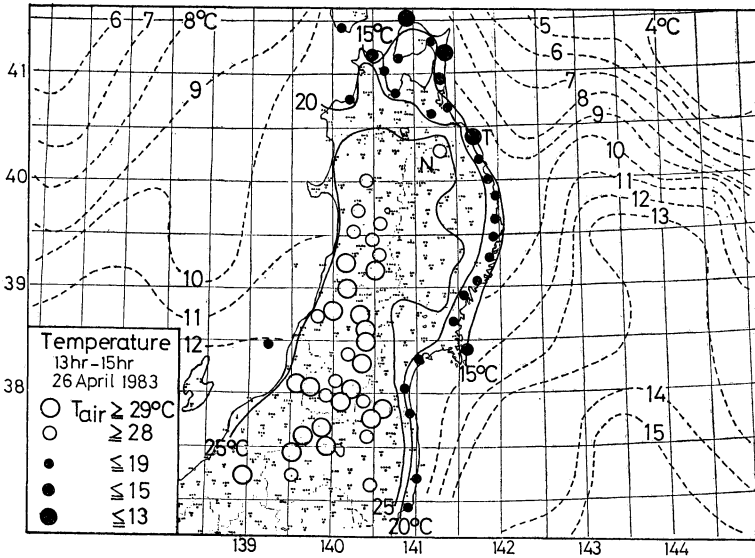
第1図に示したように, 今回の大気不安定時の山林上では V_{max} が非常に大きくなったと考えられる。この事が飛び火を誘発して延焼速度を早め, 山林火災を大規模化したと推定される。なお, 補足として, 強風気塊(乱流構造)の立体化模形はコッペパンあるいは細長いフランスパンの形で風向方向に細長く概略200m程度に延びている。多くの飛び火はある短時間その長軸程度の距離を走り, しばらく燃えた後, 次の飛び火の種をつくり, それを繰り返したと想像される。乱流の立体化模形については Naito・Kondo (1974) や近藤(1982, p. 133)などを参照のこと。

2. 気象概要とデータ解析上の注目点

第2図の海洋上の破線は1983年4月下旬の海面水温分布図である。これは気象庁全国海況旬報による。実線は火災前日4月26日の日中の気温で, アメダス(地域気象)観測所152地点(地点については第5図参照)の13時, 14時, 15時の気温を参考にして描いた。大きい白丸印はこの3時間内に 29°C 以上を記録した観測所, 大きい黒丸印は 13°C 以下を記録した観測所, その他は図中に説明してある。無印の観測所は $19\sim 28^\circ\text{C}$ である。この図に限り, 海拔500m以上の観測所の気温は除外した。

太平洋沿岸では東方洋上の移動性高気圧から吹く東寄りの海上冷氣「やませ」で, かなり低温である。しかし, 内陸へ進むと気温は急上昇し, 例えば, 三陸海岸の種市(図中にTで示す)と僅か38km離れた内陸の二戸(図中にNで示す)では 15°C 以上の気温差がある。最高気温の軸は内陸の日本海側へ片寄っており, 翌日(第3図)が太平洋側に片寄ると対照的である。海水温度が 10°C 前後であるのに対し, 陸上の気温はそれより 20°C も高くなっている。この第2図に示された観測所152点の日照率は数点を除き100%である。この気温分布は好天日の「やませ」の特徴をよく表している。

内陸部の気温が上昇したのは, 4月23日から好天続きで, 地表層が非常に乾燥し $c_{p0}g\lambda g$ (土壌の熱容量と熱伝導率の積)が普段より特別に小さく地面温度が上昇しやすい状態になっていた事, および土壌や枯れた草木など地物が乾燥し蒸発が少なく(ボエ比が小さく), 地表面が受けた放射エネルギーの大部分が顕熱になった事の2つの理由による。第2図で気温の寒・暖コントラストが顕著な地域では風向のわずかな変化で, 日



第2図 1983年4月26日13~15時, 地上の平均気温分布図。丸印記号の詳細は本文参照。気温が19~28°Cの地点は無印, 破線は海面水温, 地点Tは種市, Nは二戸。

中でも夜間でも気温は急変している。なお、この火災前日は地上付近の気温は上昇したにもかかわらず、強風(熱対流混合風)が発生しなかったのは上空が強風でない事と大気境界層全層が強い不安定化を起こす条件にならなかったからである(第1報参照)。

(a) 注目点1

第3図は火災4月27日の13~15時平均気温分布図である。この時刻は東北地方のほとんど全域が西よりの強風に襲われていた。日本海沿岸から上陸した海上冷気は吹送距離と共にしだいに暖められ、太平洋側までの約2時間、距離で100~150kmの間に10°C前後も昇温している。青森県西部と秋田県で昇温量が小さいのは、日射量が少なかった事、沖合の海面水温が北方ほど低温であった事、少量ではあるが降水があった事によると考えられる。

太平洋岸まできた高温気流が海上に出ると、水温が低いために、こんどは冷却を受けて気温は急降下している。

一(補足説明)一この気温急降下に要する吹送距離が日本海沿岸からの陸上での気温上昇に要する吹送距離に比べて小さい理由の1つは、気塊が下層から安定化(冷却)するときのほうが不安定化(加熱)するときより熱の上方向への拡散高度がより浅いために、接地層の気温はより

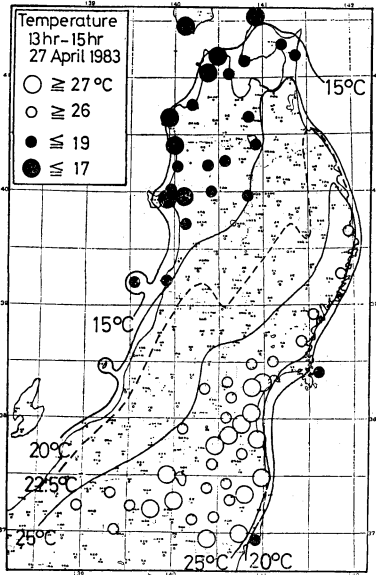
短時間に变化する事による。さらに、気塊の距離に対する温度変化の速さは吹送距離が短い所ほど大きい事が知られている。これは第3図を見ても分るように、日本海側野田付近で線がこみ合っている。同様に、東風の時の第2図で、三陸沿岸近くで線がこみ合っている事からも分かる。第3図の三陸沿岸近くで線がこみ合うのは、以上の理由によると考える。

第4図は4月27日の降水量分布である。当日、気圧の谷が通過したが、東北地方北部を除けば、ほとんど降水はなかった。第1報でも述べたように、降水日は地表面が濡れているため日射量の顕熱への変換効率(ポアエン比)が小さく、大気は不安定化しにくい。

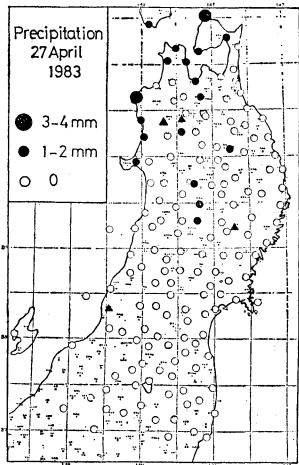
以上の理由によって、乱流が強かったのは日本海沿岸から少し内陸へ入った地域以東と予想される。内陸では地表面粗度の影響も加わる。逆に、乱流強度が大きくならなかった地域は日本海沿岸および津軽海峡に近い地域だと予想される。

(b) 注目点2

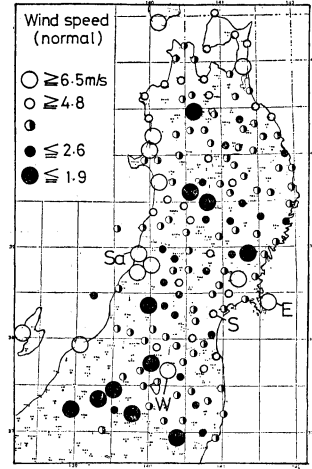
近藤・山沢(1983)が示したように、地上風速は風速計有効地上高度によるほか、その観測所周辺の地表面粗度と地形開放度によって変化する。地形開放度とは水平地(粗度はある)を1とし、尾根状地形で気流が収束する場所は1以上、山合いで地形がせまり風が入り込みに



第3図 1983年4月27日13~15時, 地上の平均気温分布図. 等温線が滑らかに結べるように, 気温観測値にやや強風時日中の平均的な地上気温の海拔減率 ($6.5^{\circ}\text{C km}^{-1}$) を補正してある. 日本海の飛鳥と栗島付近で等温線を突起状に描いてあるのは, 島の陸地上気温が周囲の海上より高い意味である. 気温が $19\sim 26^{\circ}\text{C}$ の地点は無印, その他の記号は図中に示す.



第4図 1983年4月27日の降水量. 丸印はアメダス四要素観測所, 三角印は雨量のみの観測所, 白丸地点は無降水を示す.



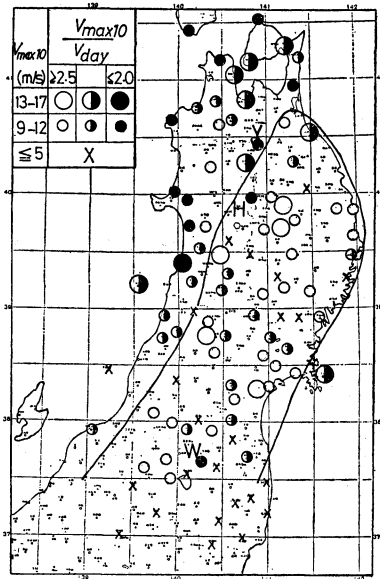
第5図 平常日の日平均風速分布図. ただし卓越風向が北西~南西のとき, 記号区分は図中に示した. 地点Eは江の島, Sは仙台, Wは鶯倉, Saは酒田.

くい場所は1以下で定義される.

各観測所における平常時風速を知る目的で, 本解析の前に予備解析を行う. 東北地方全域の主風向が, 今回の火災日と同じ北西~南西の強風日10日間(年間に起こる全域強風の強い日の順に10番目まで, すなわち1982年3月16日, 4月19日, 5月28日, 10月25日, 11月25日, 11月30日と1983年1月9日, 1月10日, 2月21日, 3月18日)を選んで, 各観測所の日平均値の平均を求め第5図に示した. これを平常時の日平均風速と呼ぶことにする. 大きい白丸印は日平均風速が 6.5 m s^{-1} 以上の観測所, 大きい黒丸印は 1.9 m s^{-1} 以下の観測所である. 地表面粗度 z_0 の小さな平坦平野部観測所(たとえば仙台一記号S一の北東部平野や酒田一記号Sa一近くの平野など)および島(江の島, 記号E)と山岳(鶯倉, 記号W)などで風が強く, 逆に内陸山合いの, たとえば福島県西部の地形開放度の小さい観測所で風が弱い(近藤・山沢, 1983, 参照).

平常時平均風速が弱い観測所は粗度が大きいか, あるいは地形開放度が小さい. 地形開放度が小さい所は風が入り込まないので最大瞬間風速も同時に小さい. ところが, 粗度が大きいことで平均風速が弱い所は乱流そのものは大きいので, 不安定時の最大瞬間風速は非常に強くなる. この点に注目してデータ解析を行う.

なお, 第5図には東北6県のアメダス四要素観測所(地域気象観測所)全点と北海道の松前と新潟県の粟島,



第6図 1983年4月27日の10分間最大風速 V_{max10} と日平均風速 V_{day} の比が大きい地点(白丸)と小さい地点(黒丸)の分布。記号区分は図中に示す、ただし、 V_{max10} が $6 \sim 8 \text{ ms}^{-1}$ の地点は無印。地点Yは休屋、Hは八幡平(海拔620 m)、Wは鷲倉(海拔1210 m)。

下関, 相川, 新潟, 小出の152地点を示している。以下でもこれら152地点を解析する。

3. 風速変動度の分布

アメダス観測所では最大瞬間風速の記録はないが、その代わり10分間平均風速の最大値(最大風速) V_{max10} の記録はある。全域での傾向をみるには、まず、この資料を調べてみる価値がある。

第6図は火災当日、4月27日の V_{max10}/V_{day} の大きさ別分布である、ただし V_{day} は4月27日の日平均風速である。白丸印はこの比が大きい所、黒丸印は小さい所、白黒半印はそれらの中間値である。 V_{max10}/V_{day} の大きさは種々の条件によってきまる。しかし、この比が小さいのは当日の大気不安定度があまり大きくならず、乱流が弱く、風速変動が小さかったとみなしてもよい観測所であろう。図から次の事が分かる。(1)西風に対し海に近い観測所(日本海沿岸と津軽海峡沿岸)と山岳の鷲倉(記号W)と八幡平(記号H)および十和田湖畔の休屋(記号Y)で風速変動度(乱流の目安になる)が小

さい。逆に、それが大きい(白丸印)観測所は日本海沿岸から20~30 km 入った内陸から太平洋岸まで分布している。(2)東北地方北部地域に白丸印が少ない。これは1つには降水と関係がある。以上(1)と(2)の結果は前章(a)で予想したとおりである。なお、第6図の実線内は風速変動度が大きい範囲であるが、その中の例外の黒丸印2点は共に山岳である。

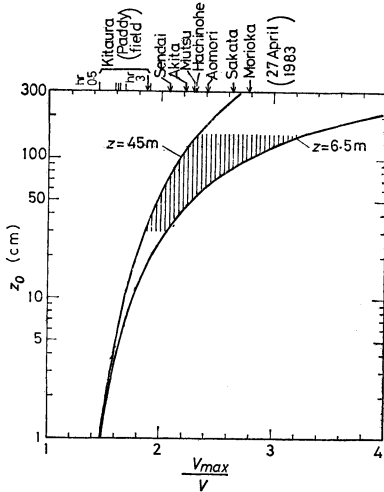
第6図に×印で示す観測所は $V_{max10} \leq 5 \text{ m s}^{-1}$ である。これを第5図と比較してみると、これら観測所は山合いの谷間で風が入り込みにくい場所である。×印地点は特に東北地方南部(福島県)に多いが、この地域は地形開放度の小さい所が多いこと(近藤・山沢, 1983)、4月27日の上空風は東北地方南部が相対的に弱かった事による。

4. 突風率

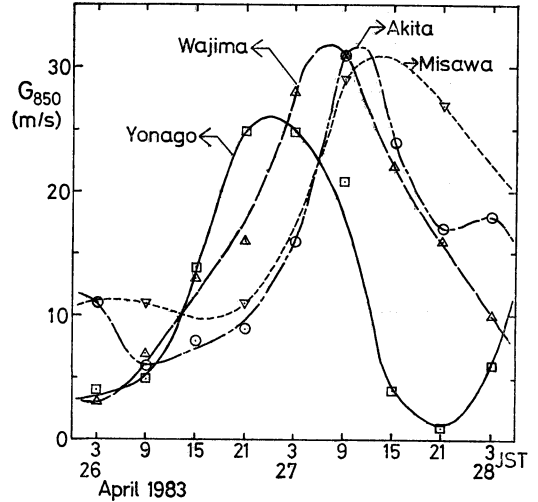
大気安定度が中立に近い時の接地気層内における乱流(風速変動量)は高さによってそれほど変化しないが、不安定時の乱流は高さと共に増加する。風速水平成分の乱流の大きさの標準偏差を σ とすれば、最大瞬間風速は $V_{max} = V + A\sigma$ で与えられる(乱流成分の大きさの頻度分布は近似的に正規分布と考えてよいので、統計的に、その σ の3倍が最大幅とみなされ、Aは概略3としてよい)。突風率 V_{max}/V は平均風速 V と σ の高度 z 、地表面粗度 z_0 、および安定度依存性の仕方によって変化する。

第7図は理論的に予想される不安定時の突風率 V_{max}/V の z_0 依存性である。ただし、乱流観測時間は通常の30分ないし1時間程度を、また長周期変動(トレンド)が小さい場合は数時間を想定している(第6章参照)。 $z=45 \text{ m}$ (仙台管区気象台の風速計有効地上高度に相当)と $z=6.5 \text{ m}$ (アメダス観測所における風速計標準地上高度)の2通りを示した。近藤・山沢(1983)によれば、多くの気象官署(都市や住宅地に存在)の地表面粗度は $z_0=30 \text{ cm} \sim 1.5 \text{ m}$ にあるとしてよい。すると突風率は2~3の値で図の縦線縞範囲に分布すると予想される(気象官署の z は一定ではないが、15~20 mが多い)。

4月27日、東北地方の強風は正午すぎから夕刻ごろまで続いたので13時, 14時, 15時, 16時の風速の平均値を平均風速 V とし、突風率を求め第7図の上端に矢印で示した。ただし $V \geq 9 \text{ m s}^{-1}$ の観測所のみである。なお、仙台管区気象台は13~16時の連続3時間平均値を V とした。突風率の観測値は予想された図の縦線縞範囲に入



第7図 突風率 V_{max}/V の地表粗度 z_0 による違い。風速計有効地上高度 $z=45\text{ m}$ と $z=6.5\text{ m}$ の場合。図の上側につけた矢印は各気象官署観測値。北浦の矢印は観測時間が3時間のとき、矢なし棒印は30分間のとき。



第8図 米子、輪島、秋田、三沢の850 mb 気圧面における風速時間変化。

ている。

第7図上端の左のほうにつけた値は北浦(東北大学大気境界層観測所)の地上6mで得た突風率である。北浦は仙台から35 km 北方に位置し、広い水田地帯の中で、西風に対するフェッチは約20 km あるが、その途中には人家が点在し、地表粗度は $z_0=2\text{ cm}$ である(近藤・山沢, 1983)。北浦で強風が吹き始めた13時30分から16時30分までの3時間平均風速 V を用いた場合の突風率を矢印で示し、無矢棒印6本は30分間毎に区切った平均風速 V と最大瞬間風速 V_{max} を使った値である。ここでは多少の長周期変動(トレンド)がみられたので、3時間値と30分間値で差ができた。北浦は都市域や地方村落と違って、人家や樹木がない平坦水田地であり突風率は小さく、不安定時でも1.4~1.9である。

以上によって、4月27日の突風率の観測値が理論予想値で説明されることが分かった。第1図も参考にすれば、4月27日の日最大瞬間風速は地表粗度の大きさにあまり依らず、どこでも上空の風速にほぼ等しいか、またはそれを越えたと推測される。次章でそれを確かめる。

5. 日最大瞬間風速の分布

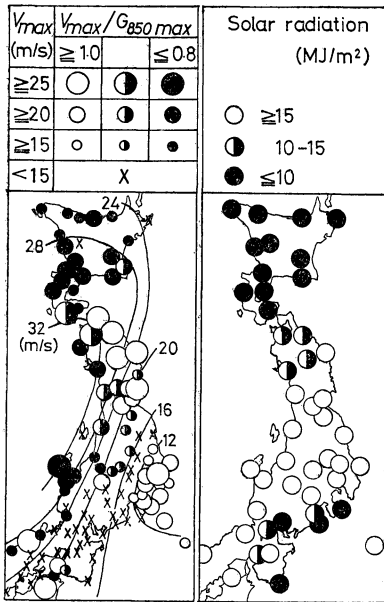
平常時の地上の地衡風速は900 mb 気圧面(地上から約1 km)高度の風速で代用できる。しかし、今回のよう

に下層大気不安定化で鉛直混合が盛んになれば、大気混合層は高度1 km 以上まで容易に発達する。そうすると高度1 km の風速は地表摩擦の影響を受け地衡風速と違った値になる。そこで、強風不安定時の地衡風速の代用値として850 mb 気圧面(地上から約1.5 km)高度の風速を用いることにする。高度をあまり高くとり過ぎると風速に温度風の影響が入り、地上の地衡風速との差が大きくなるので、850 mb 面が適当と考えた。

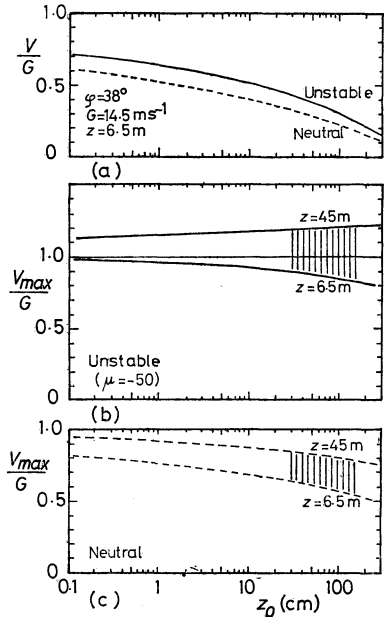
第8図は高層気象観測所4地点における850 mb 面の風速時間変化を滑らかな曲線で結んだ例である。このような図から、高層気象観測所全地点における4月27日の風速の最大値を求め、それを G_{850max} とした。西にある観測所ほど最大値が早く出現しており、上空の強風は気圧の谷と共に西から移動してきた。

第9図(左)の実線は G_{850max} の等値線である。図中の丸印は地上の最大瞬間風速 V_{max} と、 V_{max}/G_{850max} の大ききで分類してある。白丸印は地上の最大瞬間風速が相対的に強く、 $V_{max}/G_{850max} \geq 1.0$ の観測所、黒丸印はこの比が ≤ 0.8 、白半黒円はそれらの中間値の観測所である。ただし、 $V_{max} < 15\text{ m s}^{-1}$ の観測所は×印で示した。なお、この図は最大瞬間風速が観測されている気象官署のデータのほか、神奈川県平塚海洋観測塔と仙台北方の水田地北浦のデータからつくられた。

第1図や第7図で説明したように、地上風速は平均値・瞬間値共に風速計地上高、粗度、地形開放度によって変化するので、各観測所の値を同一基準で比較するこ



第9図 (左) 実線は4月27日の850 mb 気圧面の最大風速 G_{850max} の等値線。丸印は各気象台の地上の4月27日最大瞬間風速 V_{max} の G_{850max} に対する比で、各記号区分は図上段に示す。(右) 同日の日積算全日射量の分布、記号区分は図上段に示す。



第10図 (a) 風速計有効地上高度が $z=6.5$ m のときの上空風速に対する地上風速の比 V/G の地表面粗度 z_0 依存性。破線は中立時で実線は不安定時 ($\mu=-50$)、ただし緯度 $\phi=38^\circ$, $G=14.5 \text{ ms}^{-1}$ 場合。(b) 不安定時の V_{max}/G と z_0 との関係。(c) 中立時の V_{max}/G と z_0 との関係、ただし $z=6.5$ m の場合。

とは出来ない。しかし、白丸印が東北地方の東部に多いのは、この地域の下層大気が不安定であった現れである。

なお、東北地方の強風は上空の風速が強かったことによるが、関東南部では上空の風速がそれほど強くなかったにもかかわらず V_{max} が大きいのは次の理由で説明される(第9図)。4月27日の日中の陸地は強い日射で熱せられ、気温は海上より約 10°C も高温である。局地天気図(省略)によれば、北関東には周辺部より気圧が約 4 mb も低い局地低気圧が発生し、南関東の南北方向の気圧傾度は $4 \text{ mb}/100 \text{ km}$ 程度である。これによる地上の地衡風速は上空のそれより大きく約 40 m s^{-1} である。この気圧傾度は、陸上大気の厚さ 1 km が海上大気より 10°C 加熱されたとすれば 3.8 mb の地上気圧の降下となり説明できる。

局地天気図ではまた、東北地方の太平洋沿岸にも南北に延びる低圧部がみられる。これを単に気圧の谷の通過とみなすのではなく、加熱による気圧降下が強く作用したと考えたほうがよい。つまり、日本海から上陸した大

気は陸上を横断する約2時間の間に地面から熱せられ、海岸からの距離と共に混合層の厚さと、その気温を増加し、太平洋側では 10°C 高くなった。そのため風下方向に強い気圧降下が生じて、陸上の風は一層加速化されたのである。

参考のために、第9図(右)に4月27日の日積算全日射量の分布を示した。白丸印は日射量が多い気象官署、黒丸印は少ない気象官署である。左右の両図を比較してみると、日射量の多い地域は V_{max}/G_{850max} の大きい地域にはほぼ対応している。日中の1~3時間日射量を用いるなら、日射量と風速の相関関係はもっと高い(第1報, 第3報)。

6. 理論的な関係

地表面摩擦の影響を含んだ地上風速 V と、それを含まない地衡風速 G との関係は、いわゆるロスビー数相似則で表現される。その具体例はすでに近藤・山沢(1983)や近藤(1983)が示した。

それら報告に示したと同じ計算方法で、大気が中立時と不安時の地上風速と地衡風速の比 V/G を求めた。第10図(a)は緯度 $\varphi=38^\circ$, $G=14.5 \text{ m s}^{-1}$, 風速計有効地上高度が $z=6.5 \text{ m}$ (アメダス観測所の標準値)の場合である。この関係は φ と G に対する依存性が弱いので東北地方全域と $G=10\sim 35 \text{ m s}^{-1}$ 範囲まで近似的に利用できる。

接地気層では風の水平成分の乱流強度の標準偏差 σ は地表面摩擦速度 u^* に比例することが知られている。中立時に $\sigma/u_N^*=2.5$ 程度, $-z/L \geq 0.5$ の不安定時に $\sigma/u^*=3$ 程度である。ただし L は接地気層の安定度長さ(竹内, 1981)。風速計の追従性にもよるが、最大瞬間風速は $V_{\max}=V+3\sigma$ とみなすことができる。したがって中立時の最大瞬間風速は $V_{\max}=V_N+7.5u_N^*$, 不安定時には $V_{\max}=V+9u^*$ によって見積もることができる。ただし, V_N と u_N^* は中立時の値, V と u^* は不安定時の値で, それぞれ異なる(第1報参照)。

不安定時でも風速計の高度が低く, $z \leq 10 \text{ m}$ 程度(正しくは, $-z/L \leq 0.2$) なら $V_{\max}=V+7.5u^*$ で表現でき, $z \geq 20 \text{ m}$ 程度(正しくは, $-z/L \geq 0.5$) なら $V_{\max}=V+9u^*$ である。

以上の関係と V/G の関係を用いれば, V_{\max}/G が求まる。第10図(b)は不安定時の V_{\max}/G と地表面粗度 z_0 との関係, (c)は中立時の同じ関係である。パラメータは風速計有効地上高度 z である。

例として, $z=45 \text{ m}$ で粗度が $z_0=1 \text{ cm}$ の平坦地を考えるなら, 中立状態から不安定状態に変化したとき最大瞬間風速は1.2倍 ($1.15 \div 0.93$) になるのに対し, 粗度が $z_0=1 \text{ m}$ の大きい所では1.5倍 ($1.20 \div 0.80$) にも大きくなる。同様に, $z=6.5 \text{ m}$ の場合でも, 不安定時の最大瞬間風速は中立時の1.2倍(平坦地)または1.5倍(粗度が大きい所)になる。

図から分かる事は中立時の最大瞬間風速は粗度が増加すると小さくなるのに対し, 不安定時の最大瞬間風速は粗度にほとんど依らず, どこでも大きい。なお, 第10図の不安定時とは, 大気境界層全層の安定度が $\mu=-50$ の場合を想定している(第1報参照)。

7. あとがき

下層大気が最も不安定化したと考えられる東北地方北部の太平洋側での最大瞬間風速は, 850 mb 気圧面の最大風速 $G_{850\max}$ を超え, 1.0~1.3倍に達した。これは第6章の理論予想値と一致している。第9図(左)によれば

ば $G_{850\max} \approx 30 \text{ m s}^{-1}$ である。一方, 近藤・山沢(1983)によれば, 尾根状山林の樹冠上の風速は平坦地の1.3倍程度は吹く。ゆえに東北地方での最大瞬間風速の最高値は ($30 \times 1.3 \times 1.3 \approx$) 50 m s^{-1} 程度は出たと考えてよい。

複雑地形山林上の地表面粗度として $z_0=2 \text{ m}$ を想定すれば, 不安定時の摩擦速度は $u^*=2.4 \text{ m s}^{-1}$ ($G=30 \text{ m s}^{-1}$ とし, 第1報の第4章と同第10図参照)。また $z/L \approx -1$ (L はモニン・オブコフの安定度)の高度では乱流の鉛直成分の標準偏差は $\sigma_w=2u^*=4.8 \text{ m s}^{-1}$ (近藤, 1982, p.125参照)。そこで, どれくらいの大きさの木の枝切れが飛び火を起こすかを, 地吹雪や飛砂と同じ理論から概算してみよう。木の比重を $\rho_i \approx 1$, 空気比重を $\rho \approx 10^{-3}$, 木の抵抗係数 $C \approx 1$ と近似すれば, 近藤(1981, p.163)の理論式から, 浮かんで飛ぶかのように見える木の枝切れの直径は $d=C(9/2)(\rho/\rho_i)(\sigma_w^2/g)=1.1 \text{ cm}$ 。ただし, g は重力の加速度である。これは火災域外における値である(地吹雪の粒子浮遊条件に対応)。

実際の火災域では, 燃焼熱で強い上昇気流も発生する。上昇速度が $W=30 \text{ m s}^{-1}$ の場合に, 落下しない枝切れの直径は $d \leq 0.5C(\rho/\rho_i)(W^2/g)=4.6 \text{ cm}$ となる(地吹雪の跳躍粒子発生条件に対応)。炎が付いた物体の場合の比重 ρ_i は見かけ上, かなり小さいとみなされるので, 更に大きな直径の枝切れも飛び火を起こすことが考えられる。以上の機構で火災は飛び火を繰り返し, 急速に延焼拡大大規模化したと考えられる。

上記の考察によれば浮遊物体の大きさは σ_w の2乗に比例する。 σ_w は近似的に地上風速, したがって, また上空風速に比例するので, 飛び火による延焼は風速増加に対し指数関数的に大きくなると考えられる。上空風速が $G=10 \text{ m s}^{-1}$ なら, 飛び火物体の直径は $d=1 \text{ mm}$, つまり松葉程度になる。これなら燃えている時間が短いので, 飛び火が盛んになるかどうかの限界は $G=10 \text{ m s}^{-1}$ としてよいであろう。

謝辞

資料収集に際し仙台管区気象台 二宮洸三技術部長, 安藤 清子課長ほか, 館野高層気象台 榎本盛泰観測第二課長, 西山 宏観測第一課長ほかの方々々に便宜をはかっていただいた事に感謝します。本研究は文部省科学研究費自然災害特別研究「1983年4月27日東北地方山林火災大規模化をもたらした異常乾燥強風に関する研究」による。 (52頁に続く)