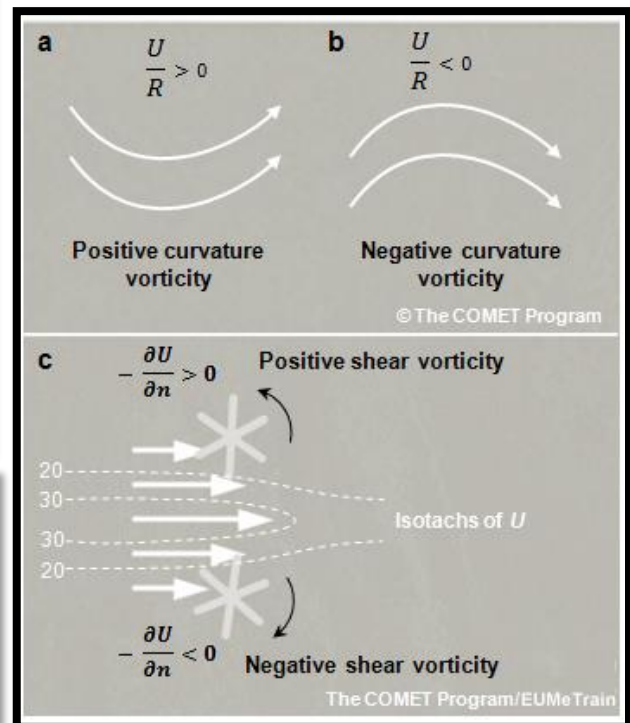
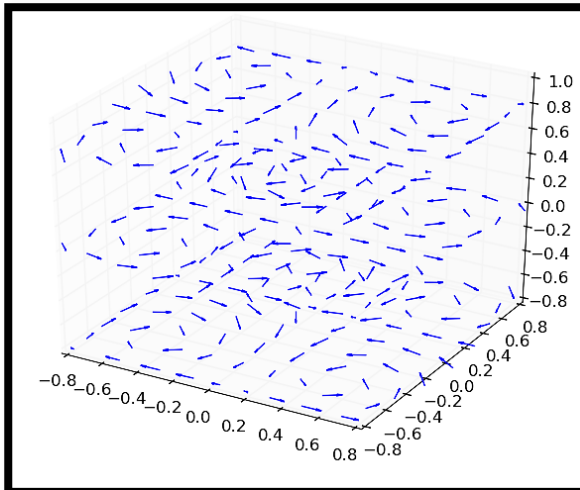
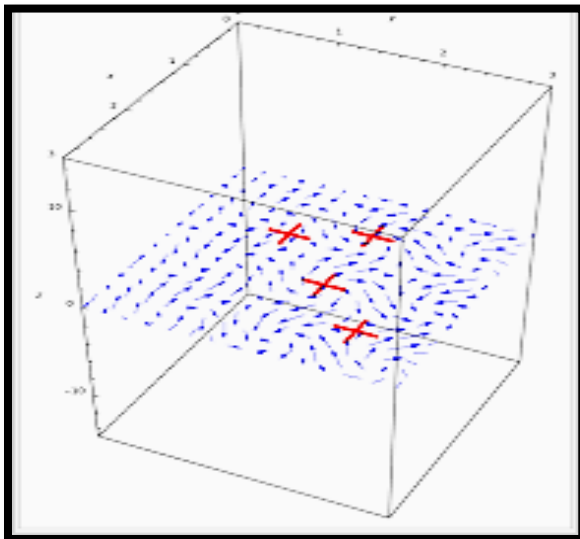


จลนศาสตร์ในเขตร้อน



(Kinematics in the Tropics)



กองข่าวอากาศ

กองบัญชาการควบคุมการปฏิบัติทางอากาศ

คำนำ

การวิเคราะห์เพื่อการพยากรณ์อากาศในเขตร้อนแตกต่างจากเขตอบอุ่นเป็นอย่างมาก ทั้งนี้เนื่องจากปัจจัยหรือตัวการที่ก่อให้เกิดสภาพอากาศแตกต่างกัน คุณสมบัติของมวลอากาศในเขตอบอุ่นมีความแตกต่างกันอย่างมาก ระบบสภาพอากาศจึงเกี่ยวข้องกับแนวปะทะอากาศเป็นส่วนใหญ่ ดังนั้นการวิเคราะห์เพื่อการพยากรณ์อากาศจึงมุ่งเน้นการวิเคราะห์สนามความกดอากาศ (Pressure field analysis) แต่ในเขตร้อนความแตกต่างของคุณสมบัติของมวลอากาศมีน้อย สภาพอากาศส่วนใหญ่เกิดจากลมและความร้อน ดังนั้นจึงมุ่งเน้นและให้ความสำคัญในการวิเคราะห์สนามลม (wind field analysis) เพื่อการพยากรณ์อากาศ

จลนศาสตร์ในเขตร้อน (Kinematics in the tropics) เป็นวิชาว่าด้วยกฎ (Rules) และหลักการ (Principles) ต่าง ๆ ของการวิเคราะห์สนามลม ตลอดจนรูปแบบ (Patterns) ของลมที่สามารถนำไปใช้ในการพยากรณ์อากาศในเขตร้อนได้เป็นอย่างดี ฉะนั้นนักพยากรณ์อากาศ (Forecaster) ทุกท่านจำเป็นต้องศึกษาและเข้าใจอย่างถ่องแท้เพื่อจะได้วิเคราะห์และพยากรณ์อากาศได้ใกล้เคียงกับความเป็นจริงมากที่สุด ผู้เรียบเรียงได้นำเอกสารประกอบการเรียนการสอนวิชาจลนศาสตร์ของท่านอาจารย์ น.อ.สถาพร เรืองจันทร์ ประกอบกับต้นฉบับภาษาอังกฤษมาทำการแปล เรียบเรียงและปรับปรุงเพิ่มเติมให้มีใจความสมบูรณ์ยิ่งขึ้น ผู้เรียบเรียงขอกราบขอบพระคุณท่านอาจารย์ไ้ว ณ ที่นี้ด้วย

ผู้เรียบเรียงหวังว่าเอกสารฉบับนี้จะเป็นประโยชน์ต่อครูผู้สอน นายทหารนักเรียนที่เข้าอบรมในหลักสูตรสายวิทยาการอุตุนิยมวิทยา ตลอดจนผู้สนใจใคร่รู้ทั้งหลาย หากมีข้อเสนอแนะหรือข้อผิดพลาดประการใด ผู้เรียบเรียงขอน้อมรับและขออภัยมา ณ ที่นี้ด้วย

น.อ.เสนีย์ ฉัตรวิไล

ผู้เรียบเรียง

ม.ค. 66

สารบัญ

เรื่อง	หน้า
บทที่ 1 จลนศาสตร์ในเขตร้อนเบื้องต้น	1-2
บทที่ 2 สนามลม	3-12
บทที่ 3 คุณสมบัติเบื้องต้นของการไหลของอากาศ	13-58
บทที่ 4 คุณสมบัติทางไดนามิกของไดเวอร์เจนซ์และวอร์ติซิตี	59-95

สารบัญรูปภาพ

	หน้า
รูปที่ 1 แกน X-Y-Z ในพิกัดคาร์ทีเซียนอุตุนิยมวิทยา	3
รูปที่ 2 แกน N – S ในพิกัด Natural	4
รูปที่ 3 เวกเตอร์ของอัตราเร็วของลม	5
รูปที่ 4 ก. Cartesian components of the wind	6
รูปที่ 4 ข. Natural components of the wind	6
รูปที่ 5 ก เวกเตอร์ลมทิศ 240 องศา ความเร็ว 8 นอต	7
รูปที่ 5 ข เวกเตอร์และสนามเวกเตอร์	7
รูปที่ 5 ค คุณสมบัติเวกเตอร์	8
รูปที่ 5 ง สเกลล่าและสนามสเกลล่า	9
รูปที่ 5 จ ปริมาณสเกลล่าของทิศทางลม	9
รูปที่ 5 ฉ ปริมาณสเกลล่าของความเร็วลม	9
รูปที่ 6 กริด X – Y	10
รูปที่ 7 การคำนวณหาค่าการเปลี่ยนแปลง	11
รูปที่ 8 การคำนวณ finite derivatives	12
รูปที่ 9 ก อากาศยกตัวขึ้นไปตามลาดของภูเขา	13
รูปที่ 9 ข ความต่างของอุณหภูมิของอากาศและพื้นผิวน้ำทะเล	14
รูปที่ 10 Translation	14
รูปที่ 11 ก Longitudinal shear	15
รูปที่ 11 ข Transverse shear	15
รูปที่ 12 ก Cyclonic (Positive) shear	16
รูปที่ 12 ข Anticyclonic (Negative) shear	16
รูปที่ 13 ก Positive Stretching (Dilatation)	16
รูปที่ 13 ข Negative Stretching (Contraction)	17
รูปที่ 14 ก การวัดค่า Transverse shear	17
รูปที่ 14 ข การวัดค่า Stretching or Longitudinal shear	18
รูปที่ 15 ก การหมุนแบบไซโคลน (Cyclic sense)	19

สารบัญรูปภาพ (ต่อ)

	หน้า
รูปที่ 15 ข ความโค้งและการหมุนแบบไซโคลนและแอนตี้ไซโคลน	20
รูปที่ 16 Pure cyclonic rotation (ในซีกโลกเหนือ)	20
รูปที่ 17 การวัดความโค้ง	21
รูปที่ 18 ก Positive curvature	21
รูปที่ 18 ข. ทิศทางลมลดลงทางด้านปลายลมความโค้งเป็นบวก	22
รูปที่ 18 ค. ทิศทางลมเพิ่มขึ้นทางด้านปลายลม ความโค้งเป็นลบ	22
รูปที่ 19 มุม 1 เรเดียน	23
รูปที่ 20 ก ทิศทางไดเวอร์เจนซ์	24
รูปที่ 20 ข ทิศทางคอนเวอร์เจนซ์	25
รูปที่ 21 ก Pure divergence	26
รูปที่ 21 ข Pure convergence	26
รูปที่ 22 ความกดอากาศที่ผิวพื้นลดลง	27
รูปที่ 23 ก คอนเวอร์เจนซ์ในระดับต่ำ	28
รูปที่ 23 ข ไดเวอร์เจนซ์ในระดับต่ำ	28
รูปที่ 24 ก ไดเวอร์เจนซ์เนื่องจากการเปลี่ยนทิศทาง	29
รูปที่ 24 ข ไดเวอร์เจนซ์เนื่องจากการเปลี่ยนความเร็ว	29
รูปที่ 25 ก ไดเวอร์เจนซ์ความเร็ว	29
รูปที่ 25 ข ไดเวอร์เจนซ์ทิศทาง	29
รูปที่ 25 ค ความเร็วสุทธิของไดเวอร์เจนซ์	30
รูปที่ 26 ความเร็วสุทธิของคอนเวอร์เจนซ์	30
รูปที่ 27 รูปแบบผสมผสานระหว่างคอนเวอร์เจนซ์ความเร็วและไดเวอร์เจนซ์ทิศทาง	31
รูปที่ 28 ไดเวอร์เจนซ์	32
รูปที่ 29 ก ความยาวของของไหลเพิ่มขึ้นเนื่องจากการยืดออกเนื่องจากเชียร์ตามแกน X	33
รูปที่ 29 ข ความกว้างของของไหลเพิ่มขึ้นเนื่องจากการยืดออกเนื่องจากเชียร์ตามแกน Y	33
รูปที่ 30 ก ผลรวมไดเวอร์เจนซ์	33
รูปที่ 30 ข ผลรวมคอนเวอร์เจนซ์	33
รูปที่ 31 ไดเวอร์เจนซ์ในระบบแกน N-S	34

สารบัญรูปภาพ (ต่อ)

	หน้า
รูปที่ 32 ก การวัดค่าไดเวอร์เจนซ์เนื่องจากเส้นลายกระแสแยกออกจากกัน	35
รูปที่ 32 ข การวัดค่าไดเวอร์เจนซ์เนื่องจากเชียร์ในแนวลองกิจูด	35
รูปที่ 32 ค การวัดค่าไดเวอร์เจนซ์เนื่องจากทิศทางและความเร็วในระบบแกน N-S	36
รูปที่ 33 ก Deformation ที่เกิดจากการบิดตัวของเชียร์	37
รูปที่ 33 ข Deformation ที่เกิดจากการยืดตัวของของไหล	38
รูปที่ 34 Deformation ที่เกิดกับ Polar Front	38
รูปที่ 35 พื้นที่เปลี่ยนรูปร่างแต่ขนาดของพื้นที่เท่าเดิม	39
รูปที่ 36 ก Deformation ที่เกิดจากการยืดตัวของของไหล	39
รูปที่ 36 ข แสดงการวัด Deformation ที่เกิดจากการบิดตัว Shear	40
รูปที่ 37 วอติซิตีคือการวัดการหมุนในแนวนอนรอบแกนตั้ง	41
รูปที่ 38 การหมุนเวียน (circulation)	41
รูปที่ 39 ความสัมพันธ์ของการหมุนเวียนและความกดอากาศ	43
รูปที่ 40 ความสัมพันธ์ของการหมุนของลมกับสภาพอากาศ (ในซีกโลกเหนือ)	44
รูปที่ 41 ก วอติซิตีที่เกิดจากเชียร์	45
รูปที่ 41 ข วอติซิตีที่เกิดจากความโค้ง	45
รูปที่ 41 ค วอติซิตีอันเนื่องมาจากเชียร์และความโค้ง	46
รูปที่ 42 ก เชียร์ที่ก่อให้เกิดการหมุนตามแกน X	47
รูปที่ 42 ข เชียร์ที่ก่อให้เกิดการหมุนตามแกน Y	47
รูปที่ 42 ค ผลบวกของ Shear บนแกนทั้งสอง	48
รูปที่ 43 ลักษณะการจัดตัวของ U – V Components ในการหมุนที่สมบูรณ์	48
รูปที่ 44 ความสัมพันธ์ระหว่างอัตราเร็วเชิงมุมกับวอติซิตี	49
รูปที่ 45 การหมุนเวียนรอบวงกลม	50
รูปที่ 46 ก การวัดค่าวอติซิตีเชียร์ในระบบแกน N – S	51
รูปที่ 46 ข การวัดวอติซิตีเนื่องจากความโค้งในระบบแกน N -S	51
รูปที่ 46 ค ผลรวมของเชียร์และความโค้งในระบบแกน N- S	51
รูปที่ 47 การคำนวณค่าวอติซิตีจากสมการ	52
รูปที่ 48 กรอบอ้างอิงแบบสมบูรณ์และสัมพันธ์	53
รูปที่ 49 ก แสดงอัตราเร็วเชิงมุมของโลกในแนวตั้ง	54

สารบัญรูปภาพ (ต่อ)

	หน้า
รูปที่ 49 ข แสดงการเปลี่ยนแปลงอัตราเร็วเชิงมุมของโลกไปตามละติจูด	55
รูปที่ 50 แสดงอัตราเร็วเชิงมุมของโลกและวอดิจิตีของโลกในแนวตั้ง	56
รูปที่ 51 การเคลื่อนที่ในแนวตรงรวมกับการหมุนวน	57
รูปที่ 52 สนามไดเวอร์เจนซ์รวมกับการหมุนวนที่มีเครื่องหมายลบ	58
รูปที่ 53 ก Mass Divergence	61
รูปที่ 53 ข Mass Convergence	61
รูปที่ 54 การคำนวณมวลของของไหล	62
รูปที่ 55 ก พื้นที่ขยายกว้างขึ้น (Divergence) เป็นผลทำให้ความลึกลดลง	64
รูปที่ 55 ข คอนเวอร์เจนซ์ในแนวนอนทำให้เกิดการยืดตัวของอากาศในทางตั้ง	65
รูปที่ 56 การยืดตัวของอากาศในทางตั้ง อันเนื่องจากการเปลี่ยนแปลง ของความเร็วลมในทางตั้ง	67
รูปที่ 57 รูปแบบการเคลื่อนที่ในแนวตั้งที่ก่อให้เกิดการยืดตัวในทางตั้ง	68
รูปที่ 58 อากาศยืดตัวออกในแนวตั้งอันเนื่องจากการเคลื่อนที่เข้าหากันของอากาศ ในแนวนอนที่ผิวพื้น	69
รูปที่ 59 การหดตัวของอากาศในแนวตั้งที่เกิดจากไดเวอร์เจนซ์ในแนวระนาบที่ผิวพื้น	70
รูปที่ 60 ก ไดเวอร์เจนซ์ในคอลัมน์ของอากาศมากกว่า(คอนเวอร์เจนซ์)ทำให้ความกดอากาศ ที่ผิวพื้นลดลง	71
รูปที่ 60 ข คอนเวอร์เจนซ์ในคอลัมน์ของอากาศมากกว่า(ไดเวอร์เจนซ์)ทำให้ความกดอากาศ ที่ผิวพื้นเพิ่มขึ้น	71
รูปที่ 61 แบบจำลองการจัดโครงสร้างการเคลื่อนที่ในแนวตั้งของบรรยากาศ	73
รูปที่ 62 ก ผลการลอยตัวขึ้นของควันทามปล่องไฟเนื่องจากไดเวอร์เจนซ์ระดับบน	75
รูปที่ 62 ข ผลการยับยั้งการลอยตัวขึ้นของควันทามปล่องไฟเนื่องจากคอนเวอร์เจนซ์ระดับบน	75
รูปที่ 63 รูปแบบโครงสร้างของไดเวอร์เจนซ์และคอนเวอร์เจนซ์ของระบบที่มีการเคลื่อนตัว ไปด้านตะวันออก	76
รูปที่ 64 แบบจำลอง(ที่มีการชดเชยค่าคอนเวอร์เจนซ์/ไดเวอร์เจนซ์)ของระบบการเคลื่อนตัว ไปทางทิศตะวันตก	76

สารบัญรูปภาพ (ต่อ)

	หน้า
รูปที่ 65 ความสัมพันธ์ของอัตราการหมุนและพื้นที่	78
รูปที่ 66 ก พื้นที่วงหมุนของอากาศลดลง ($A \downarrow$) เมื่ออัตราการหมุนเพิ่มขึ้น ($\zeta_A \uparrow$)	79
รูปที่ 66 ข พื้นที่วงหมุนของอากาศลดลง ($A \uparrow$) เมื่ออัตราการหมุนเพิ่มขึ้น ($\zeta_A \downarrow$)	79
รูปที่ 67 สภาพปัญหาออร์ตซิตี้กับไดเวอร์เจนซ์	81
รูปที่ 68 ก การรักษาค่าออร์ตซิตี้สมบูรณ์กรณีการเคลื่อนที่ไปทางเหนือ	83
รูปที่ 68 ข การรักษาค่าออร์ตซิตี้สมบูรณ์กรณีการเคลื่อนที่ลงมาทางใต้	84
รูปที่ 68 ค คลื่นยาวซึ่งเกิดที่ระดับ 500 เฮกโตปาสกาล เป็นผลของการเคลื่อนที่ของอากาศที่เคลื่อนที่ไปตาม CAVT'S	84
รูปที่ 69 พื้นที่ลมค้าตะวันออกเฉียงเหนือพัดปกคลุม	85
รูปที่ 70 ไดเวอร์เจนซ์ที่เกิดกับอากาศเคลื่อนตัวลงมาทางใต้ในรูปของแอนตี้ไซโคลน	86
รูปที่ 71 ก Potential Vorticity กรณีพื้นที่ลดลง	88
รูปที่ 71 ข Potential Vorticity กรณีพื้นที่เพิ่มขึ้น	88
รูปที่ 72 เส้นความเร็วลมสูงสุดในกระแสลมที่ไหลเป็นแนวตรง	90
รูปที่ 73 เส้นความเร็วลมเท่าสูงสุดที่มีลักษณะเป็นไซโคลนิก	92
รูปที่ 74 เส้นความกดอากาศเท่าสูงสุดในกระสวนลมที่มีลักษณะเป็นแอนตี้ไซโคลน	93
รูปที่ 75 บริเวณที่เกิดสภาพอากาศในกรณีกระแสลมกรด (คอนเวอร์เจนซ์ระดับต่ำและไดเวอร์เจนซ์ระดับบน)	94
เอกสารอ้างอิง	96

บทที่ 1

จลนศาสตร์ในเขตร้อนเบื้องต้น (Introduction to tropical kinematics)

การวิเคราะห์อากาศผิวพื้น (synoptic analysis) ในเขตร้อนเกี่ยวข้องโดยตรงกับการวิเคราะห์สนามลมในแนวระนาบ (horizontal wind field) แทนที่จะอาศัยการวิเคราะห์รูปแบบของความกดอากาศ ความสัมพันธ์ระหว่างความกดอากาศกับลมและอุณหภูมิดังเช่นในเขตละติจูดกลาง การวิเคราะห์สภาพอากาศในเขตร้อนและนักพยากรณ์อากาศต้องสังเกตโดยตรงจากรูปแบบของลม (wind patterns) อันจะแสดงให้เห็นถึงสถานะของบรรยากาศ ในขณะที่รูปแบบของเมฆและสภาพอากาศมักได้จากการวิเคราะห์ลมมากกว่าที่จะได้จากการวิเคราะห์ความกดอากาศและอุณหภูมิ

ลมคือปรากฏการณ์ของการเคลื่อนที่ของแก๊สที่มีสถานะเป็นของไหลซึ่งเราเรียกว่าบรรยากาศ การก่อวน (perturbations) หรือการรบกวน (disturbance) การเคลื่อนที่ของอากาศที่ไหลตามปกติอยู่นั้นแสดงให้เห็นรูปแบบของการเกิดสภาพอากาศ เช่นเมฆและ/หรือน้ำฟ้า รายละเอียดของการเคลื่อนที่ของบรรยากาศ เช่น รูปแบบของการเคลื่อนที่ คุณสมบัติและการเปลี่ยนแปลงมีอยู่ในสาขาวิชาจลนศาสตร์ ซึ่งจะนำเสนอเฉพาะการเคลื่อนที่ของลมโดยไม่พิจารณาถึงแรงต่าง ๆ ที่เข้ามาเกี่ยวข้องกับการเคลื่อนที่นั้น ส่วนการศึกษาเรื่องแรงต่าง ๆ อันเป็นสาเหตุของการเกิดลมและรูปแบบของลมจะอยู่ในสาขาพลศาสตร์ (dynamics)

การวิเคราะห์เชิงพรรณนาหรือการวิเคราะห์ทางจลนศาสตร์ที่จะกล่าวในเอกสารการสอนนี้มุ่งที่จะนำเสนอถึงคุณสมบัติของสนามลมในแนวนอนซึ่งจัดได้ว่ามีความสำคัญอย่างมากในการอนุมานความสัมพันธ์ระหว่างลมกับสภาพอากาศ ซึ่งความสัมพันธ์ของลมกับสภาพอากาศเป็นที่รู้จักกันมานานหลายศตวรรษแล้ว คำว่า "ไซโคลน" มีที่มาจากคำอธิบายของนักเดินเรือในยุคแรก ๆ ที่เผชิญกับพายุรุนแรงในเขตร้อน ชาวเกาะในมหาสมุทรแปซิฟิกใช้การเปลี่ยนทิศทางการเดินทางของลมมาพยากรณ์การเคลื่อนที่เข้ามาของพายุก่อนยุคการเดินเรือของโคลัมบัส

เอกสารประกอบการสอนนี้จะนำเสนอเทคนิคต่าง ๆ ที่เป็นประโยชน์ต่อการค้นหาสาเหตุ ประเมินและการวิเคราะห์คุณลักษณะต่าง ๆ ของสนามลมซึ่งมีความสัมพันธ์กับรูปแบบของสภาพอากาศที่เกิดขึ้น มวลอากาศในเขตร้อนมีความคล้ายคลึงกันอย่างมากในแนวระนาบการที่มวลอากาศในเขตร้อนมีความคล้ายคลึงกันและมีขนาดกว้างใหญ่มากทำให้เราสามารถพิจารณาความสัมพันธ์ของลมกับสภาพอากาศได้โดยตรง ทั้งนี้เนื่องจากมีความซับซ้อนเกี่ยวกับการเปลี่ยนแปลงความกดอากาศและอุณหภูมิน้อยกว่าที่เกิดขึ้นเป็นปกติในเขตละติจูดกลาง ระบบของสภาพอากาศในเขตร้อนไม่ได้แสดงให้เห็นได้อย่างชัดเจนว่าเป็นผลมาจากการเปลี่ยนแปลงความกดอากาศและอุณหภูมิของระบบเอง ในขณะที่การเปลี่ยนแปลงประจำวัน (diurnal variations) ซึ่งบ่อยครั้งส่งผลต่อการเปลี่ยนแปลงมากกว่าของตัวแปรต่างที่เกิดขึ้นในสเกล Synoptic แบบจำลองผิวพื้น (synoptic models) และคุณลักษณะพื้นฐานของความปั่นป่วนในกระแสลมตะวันออกจึงนำมาใช้สนับสนุนและค้นหาสาเหตุของรูปแบบของสภาพอากาศในเขตร้อน

โดยทั่วไปสภาพอากาศในเขตร้อนมีพื้นฐานที่ไม่เกี่ยวข้องกับแนวปะทะอากาศ ในทางกลับกันเฉียร์(shear) การหมุน(rotation) การไหลสอเข้าหากัน (convergence) และการไหลแยกออกจากกัน (divergence) ที่เกิดขึ้นในขณะที่มีการเคลื่อนที่ของอากาศในรูปแบบพื้นฐานของเขตร้อนเป็นตัวช่วยที่ก่อให้เกิดเมฆและน้ำฟ้าในพื้นที่ที่มีการกระทำนั้น ด้วยเหตุนี้จึงจำเป็นต้องมีแนวทางในการวิเคราะห์อากาศผิวพื้นที่แตกต่างออกไป รูปแบบของสภาพอากาศที่เกิดขึ้นและการพยากรณ์ต้องอาศัยการวิเคราะห์และอ้างอิงจากคุณลักษณะของรูปแบบการเคลื่อนที่ของลม ความถูกต้องของรายละเอียดสนามลมนับเป็นสิ่งสำคัญอันดับแรกในการวิเคราะห์ ยิ่งหากตั้งอยู่บนพื้นฐานของความเป็นจริงมากเท่าใดและมีปริมาณมากพอ ความถูกต้องและความสอดคล้องกับการพยากรณ์สภาพอากาศก็จะเพิ่มมากขึ้นด้วยเช่นกัน การวิเคราะห์จลนศาสตร์อย่างละเอียดรอบคอบเป็นแนวทางนำไปสู่การประยุกต์หลักการบางอย่างทางวิทยาศาสตร์ (science) ไปสู่ศิลปะ(art)แห่งการพยากรณ์ปรากฏการณ์ที่เกิดขึ้นในเขตร้อน

ภายหลังจากการที่เราได้กล่าวถึงแนวทางอธิบายและการวัดคุณสมบัติของการเคลื่อนที่ของอากาศอย่างกว้างขวางแล้ว เราจะได้กล่าวถึงหลักการบางอย่างทางพลศาสตร์ (dynamics) ที่จำเป็นในการสร้างรูปแบบที่สังเกตได้ เรามักจะพบคุณสมบัติทางพลศาสตร์สอดแทรกอยู่ในสนามลมที่เป็นสิ่งบ่งบอกนัยสำคัญของแรงต่าง ๆ ซึ่งแรงต่าง ๆ เหล่านี้จะก่อให้เกิดงาน (work) เพื่อที่จะทำให้เกิดการเปลี่ยนแปลงในอนาคต ตัวอย่างเช่น การเกิดเฉียร์ การพัดสอเข้าหากัน และ/หรือการเคลื่อนที่แบบการหมุนแล้วแต่แสดงให้เห็นถึงแรงทางด้านพลศาสตร์ที่ก่อให้เกิดงานอันเป็นผลทำให้เกิดการเปลี่ยนแปลงต่อการไหลพื้นฐานที่เป็นแนวเส้นตรง การกระจายเชิงพื้นที่และเวลาของลมสามารถประเมินได้จากองค์ความรู้ของแรงอันจะนำไปสู่การนำเสนอรูปแบบโครงสร้าง

การเคลื่อนที่สามารถอธิบายได้ในแง่ของคำว่า การเคลื่อนที่เป็นแนวเส้นตรงความแรงสม่ำเสมอ (translation) การหมุน(rotation) การเคลื่อนที่แยกออกจากกัน (divergence) และการเปลี่ยนรูป (deformation) คุณสมบัติของสิ่งเหล่านี้สามารถวัดได้อย่างถูกต้องจากการวิเคราะห์ลมที่ถูกต้อง ตามปกติผลที่ได้จากการวิเคราะห์ลมจะสะท้อนถึงการผสมผสานการเคลื่อนไหวตามรูปแบบพื้นฐานที่กล่าวมาแล้วข้างต้น เคล็ดลับคือการประเมินค่าคุณสมบัติของการเคลื่อนไหวแต่ละรูปแบบที่ปรากฏให้ถูกต้องแล้วแปลความค่าที่ได้เป็นสภาพอากาศโดยรวม ซึ่งสอดคล้องกับค่าที่ได้จากการหมุน (rotation) การเคลื่อนที่แยกออกจากกัน (divergence) ฯลฯ มีเหตุผลทางฟิสิกส์บางประการที่ว่าทำไมสภาพอากาศจึงเกี่ยวข้องกับรูปแบบของลม ความรู้เกี่ยวกับกระบวนการทางพลศาสตร์และการวัดค่าผลกระทบเหล่านั้นเป็นเครื่องมืออันดับสองในการใช้ในการวิเคราะห์และพยากรณ์การเปลี่ยนแปลงสภาพอากาศในเขตร้อน

บทที่ 2

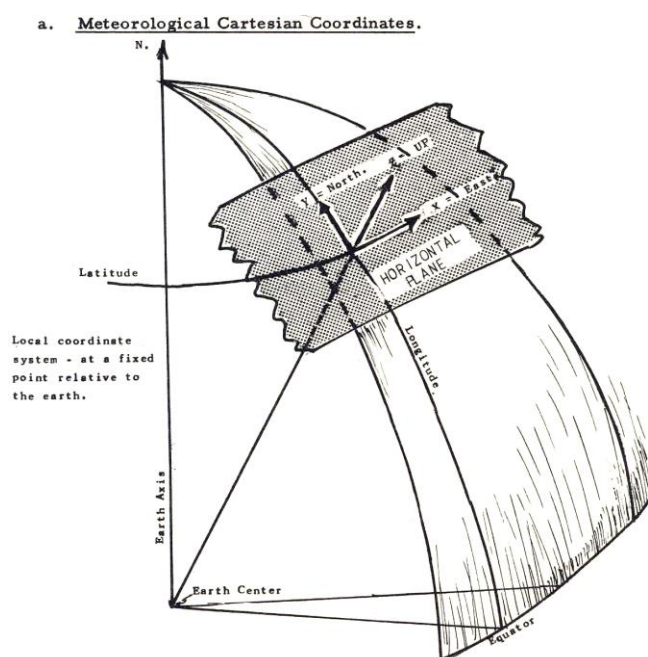
สนามลม (Depiction of the wind field)

สนามลม หมายถึงลักษณะส่วนใหญ่ของลมที่พัดปกคลุมพื้นที่ต่างๆ อาจมีรูปแบบเหมือนกันหรือแตกต่างกัน สนามลมแต่ละรูปแบบจะมีคุณสมบัติเฉพาะของมันเอง เช่น สนามลมที่มีลักษณะเชียร์ (shear) การสอบเข้าหากัน (convergence) ลมพัดในแนวตรง เป็นต้น การที่นักพยากรณ์อากาศจะสามารถคาดคะเนว่าสภาพอากาศที่จะเกิดในอนาคตข้างหน้าเป็นอย่างไรนั้น จำเป็นต้องศึกษาถึงคุณสมบัติและการหาค่าส่วนประกอบต่างๆ ของสนามลมซึ่งต้องอาศัยระบบพิกัดเพื่อบอกตำแหน่งของอากาศ ณ จุดต่างๆ ดังนั้นจึงจำเป็นต้องเรียนรู้เรื่องระบบพิกัดเสียก่อนที่จะศึกษาในเรื่องอื่นๆ ต่อไป

1. ระบบพิกัด (Coordinate systems)

การบอกตำแหน่งของจุดต่างๆ ในอากาศหรือบนระนาบที่ขนานกับพื้นโลกนั้น มีหลักการพื้นฐานอยู่ 2 ระบบ ได้แก่

ก. พิกัดคาร์ทีเซียนอุตุนิยมวิทยา (Meteorological Cartesian Coordinate) หรือระบบแกน X-Y-Z



รูปที่ 1 แกน X-Y-Z ในพิกัดคาร์ทีเซียนอุตุนิยมวิทยา

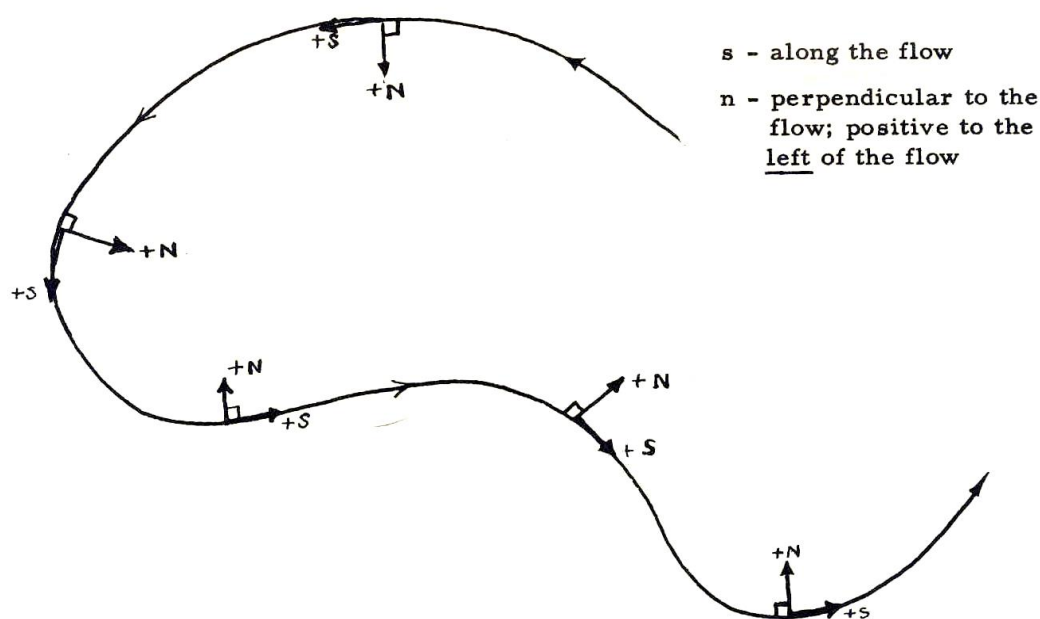
- (1) ระบบนี้เป็นจุดคงที่ที่สัมพันธ์กับจุดที่กำหนดให้บนพื้นโลก
- (2) แกน Y ชี้ไปทางทิศเหนือตามแนวเส้นลองจิจูด
- (3) แกน X ชี้ไปทางทิศตะวันออกตามแนวเส้นละติจูด
- (4) แกน Z ชี้ขึ้นด้านบนตามแนวตั้ง ณ ตำแหน่งนั้น (local vertical)

ทั้งสามแกนมีจุดเริ่มต้นที่จุดร่วมเดียวกับบนพื้นโลก ในกรณีที่ เป็นจุดบนระนาบที่ระดับใดระดับหนึ่ง ซึ่งทราบความสูงอยู่แล้ว จะใช้เฉพาะแกน X และแกน Y เท่านั้น เมื่อตั้งแกนแล้วก็จะสามารถบอกตำแหน่งของจุด

ใด ๆ ได้ว่าห่างจากแต่ละแกนเท่าใด การบอกระยะทางระหว่างจุด 2 จุด เพื่อใช้ในการคำนวณนั้น ระยะทางตามแกน X จากตะวันตกไปตะวันออกให้ค่าเป็น + หากจากตะวันออกไปตะวันตกให้ค่าเป็น - ระยะทางตามแกน Y จากใต้ไปเหนือให้ค่าเป็น + จากเหนือไปใต้ให้ค่าเป็น - และระยะทางตามแกน Z จากเบื้องล่างขึ้นบนให้ค่าเป็น + จากเบื้องบนลงล่างให้ค่าเป็น -

ข. ระบบพิกัด Natural (Natural Coordinates หรือระบบแกน N - S

b. Natural Coordinates.



รูปที่ 2 แกน N - S ในพิกัด Natural

(1) ระบบพิกัด natural coordinate (บางครั้งเรียกว่าระบบพิกัด N - S) อาจนำมาประยุกต์ใช้กับทุก ๆ จุดในการวิเคราะห์เส้นลายกระแสและเส้นความเร็วลมเท่า (streamline-isotach analysis)

(2) แกน S มีทิศทางไปตามแนวของเส้นลายกระแส มีค่าเป็น + ทางด้านปลายลม (downstream) ตามทิศทางของการเคลื่อนที่

(3) แกน N มีทิศทางตั้งฉากกับเส้นลายกระแส ณ จุดที่กำหนด ทิศทางที่แกน N ชี้ไปมีค่าเป็น + และอยู่ทางด้านซ้ายของการเคลื่อนที่เมื่อมองไปตามลม

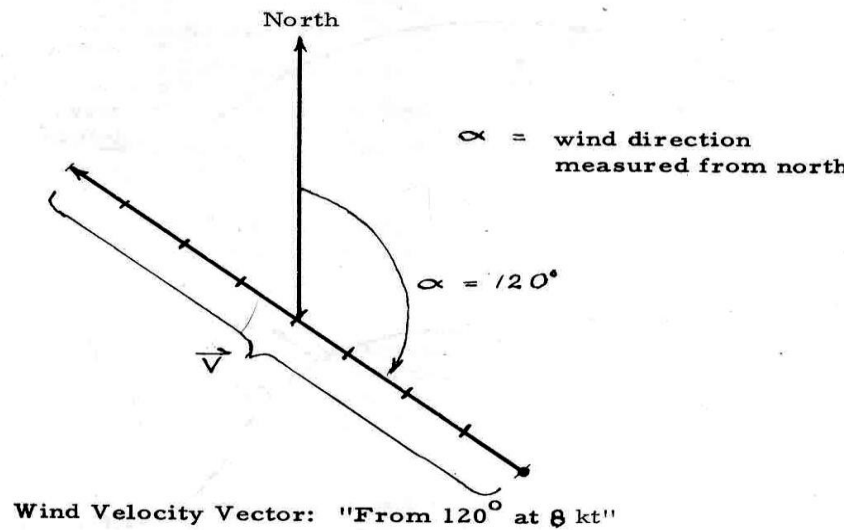
2. เวกเตอร์ (Vectors)

ก. นิยาม

ปริมาณ (Quantities) ที่สามารถบ่งบอกทั้งขนาด (magnitude) และทิศทาง เรียกว่า เวกเตอร์ เช่น ลม สามารถอธิบายได้ทั้งขนาด (magnitude) และทิศทาง ในขณะที่ความกดอากาศ อุณหภูมิและความหนาแน่นก็คือปริมาณเช่นกันแต่บอกเพียงเฉพาะค่าหรือขนาดเท่านั้น สิ่งต่าง ๆ เหล่านี้เรียกว่าปริมาณ “สเกลาร์” (scalar quantities) ในทำนองเดียวกันทิศทางและความเร็วหากเราพิจารณาเพียงอย่างเดียวอย่างหนึ่งหรือแยกออกจากกันจะเป็นคุณสมบัติสเกลาร์ของลม แต่หากพิจารณาร่วมกันทั้งทิศทางและความเร็วลมจะประกอบกันเป็นเวกเตอร์ของอัตราเร็ว (vector velocity) ของลมทันที

ข. การแสดงเวกเตอร์ (Vector representation)

อัตราเร็วของลมคือปริมาณเวกเตอร์



รูปที่ 3 เวกเตอร์ของอัตราเร็วของลม

- (1) เราใช้มุม α เพื่อแสดงทิศทางการพัดของลมที่วัดมาจากทิศเหนือ
- (2) ขนาด (magnitude)(ความเร็ว)ของเวกเตอร์ลมจะแทนด้วยความยาวของศรลม (vector shaft)
- (3) หัวลูกศรแสดงทิศทางทิศทางที่เวกเตอร์ลมมุ่งไปสู่ (toward)
- (4) ลูกศร $\rightarrow$ ที่อยู่เหนือตัวอักษรแสดงปริมาณเวกเตอร์
- (5) ตัวอักษร $\vec{V}$ แสดงอัตราเร็วของเวกเตอร์ในแนวนอน (ปริมาณนี้เราเรียกว่า "ลม")

ค. การแตกเวกเตอร์ (Vector decomposition)

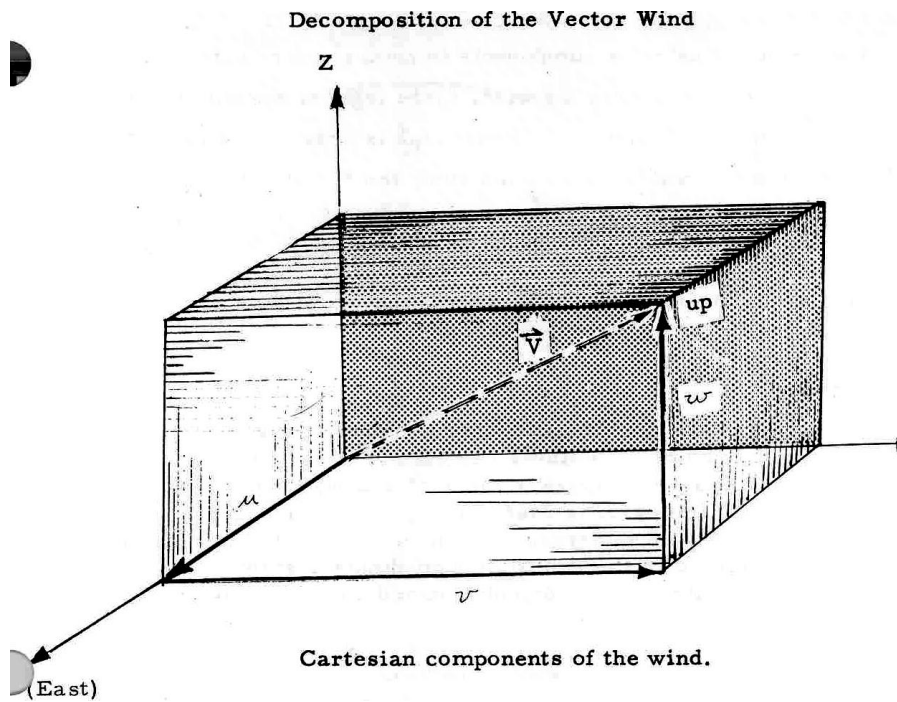
(1) เวกเตอร์อาจแตกออกเป็นส่วนประกอบย่อย (เวกเตอร์ย่อย) ไปตามทิศทางที่กำหนดหรือแกนใด ๆ ในระบบพิกัดต่าง ๆ ได้ องค์ประกอบของเวกเตอร์ย่อยโดยทั่วไปในทฤษฎีนิยามวิทยาแสดงดังรูปที่ 4 ก ซึ่งเป็นการแตกเวกเตอร์ $\vec{V}$ ออกเป็นเวกเตอร์ย่อยในระบบแกน X-Y-Z โดยที่

$\vec{V}$ เป็นเวกเตอร์ลมจริง

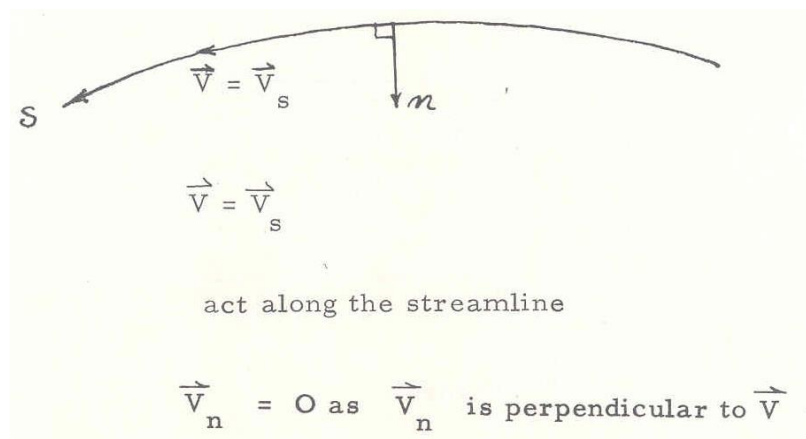
เมื่อแตก $\vec{V}$ ไปตามแกน X จะได้ความเร็วลม v

เมื่อแตก $\vec{V}$ ไปตามแกน Y จะได้ความเร็วลม μ

เมื่อแตก $\vec{V}$ ไปตามแกน Z จะได้ความเร็วลม ω



รูปที่ 4 ก. Cartesian components of the wind

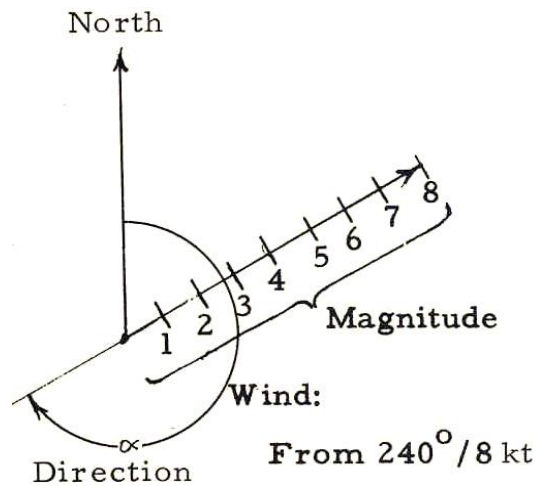


รูปที่ 4 ข. Natural components of the wind

(2) รูปที่ 4 ข. แสดงเวกเตอร์ลมในพิกัด Natural เนื่องจากแกน n ตั้งฉากกับทิศทางลมจึงไม่มีเวกเตอร์ย่อยของลมในทิศทางนี้ ($\vec{V}_n = 0$) และจากนิยามของเส้นสายกระแสคือบริเวณใดก็ตามที่สัมผัส (tangent) กับลม ดังนั้นเวกเตอร์ย่อยของลมตามแกน s ($\vec{V}_s$) จึงเป็นเช่นเดียวกับลมสัมผัส ณ จุดนั้น

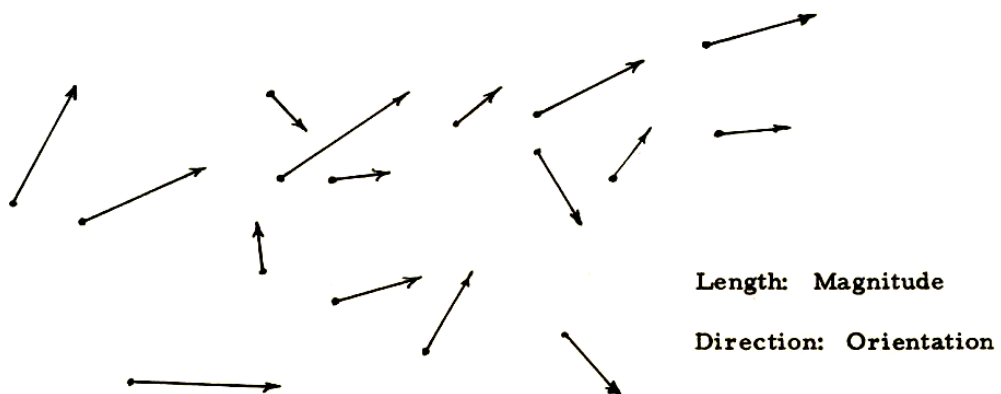
(3) รูปที่ 5 ก ถึงรูปที่ 5 ฉ แสดงบทสรุปคุณสมบัติของเวกเตอร์และสเกลาร์โดยย่อ

เวกเตอร์ เป็นปริมาณในทางฟิสิกส์ซึ่งต้องมีทั้งทิศทางและขนาด(magnitude) ที่เฉพาะเจาะจง ณ เวลาและสถานที่กำหนด ตัวอย่างเช่น ลม แรง การเคลื่อนที่ และฟลักซ์ (Flux) จากรูปตัวอย่างแสดงเวกเตอร์ ลม ทิศทาง 240 องศา ความเร็ว 8 นอต



รูปที่ 5 ก เวกเตอร์ลมทิศ 240 องศา ความเร็ว 8 นอต

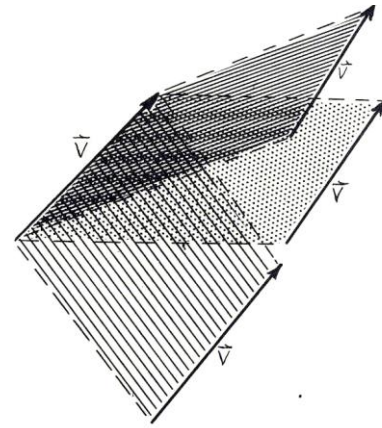
สนามเวกเตอร์ (vector field) คือ การกระจายเชิงพื้นที่ (spatial distribution) ของปริมาณเวกเตอร์ ณ จุดต่าง ๆ (ความยาวของลูกศรแสดงขนาด และทิศทางของลูกศรวางแนวตามมุมจากทิศเหนือ



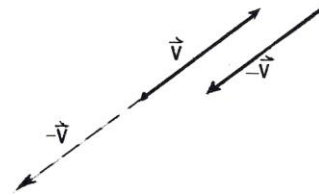
รูปที่ 5 ข เวกเตอร์และสนามเวกเตอร์

คุณสมบัติเวกเตอร์ (vector properties)

1. การเปลี่ยนที่หรือเปลี่ยนตำแหน่ง (Translation or Transposition) เวกเตอร์อาจเปลี่ยนที่หรือเปลี่ยนตำแหน่งได้ด้วยการลากขนานกับเวกเตอร์เดิมโดยปราศจากการเปลี่ยนค่า

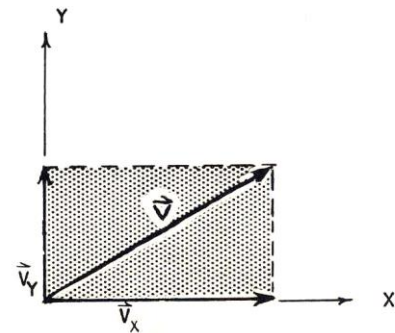


2. เวกเตอร์ลบ (Negative vectors) คือเวกเตอร์ที่มีขนาดเท่าเดิมแต่มีทิศตรงข้าม



3. เวกเตอร์รวม (Vector components) คือเวกเตอร์ที่มีค่าเท่ากับผลรวมของเวกเตอร์ย่อยที่แตกออก

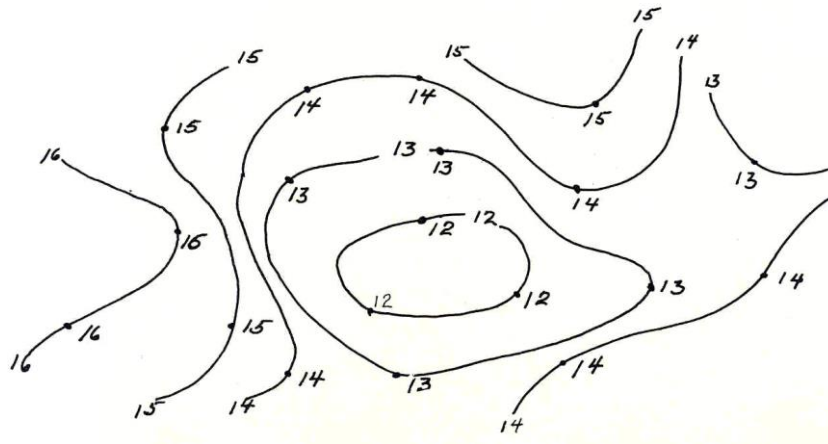
$$\vec{V} = \vec{V}_x + \vec{V}_y$$



รูปที่ 5 ค คุณสมบัติเวกเตอร์

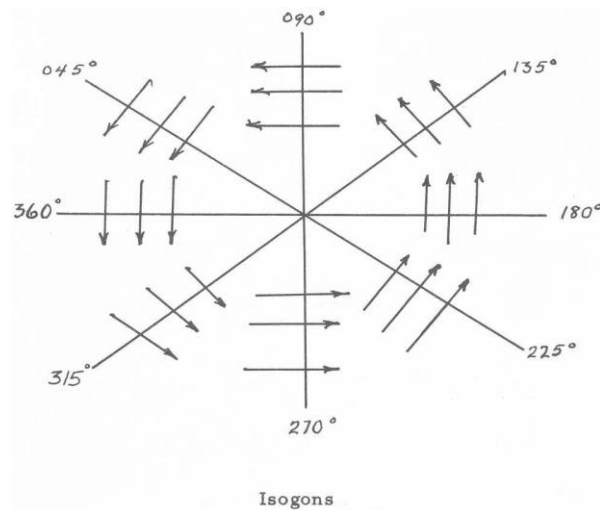
สเกลล่า คือ ปริมาณที่แสดงเฉพาะจำนวนหรือปริมาณ(ค่า) ณ เวลาและสถานที่ที่กำหนด เช่น อุณหภูมิ ความกดอากาศ ความชื้น เป็นต้น

สนามสเกลล่า (Scalar field) คือ การกระจายค่าสเกลล่าในเชิงพื้นที่



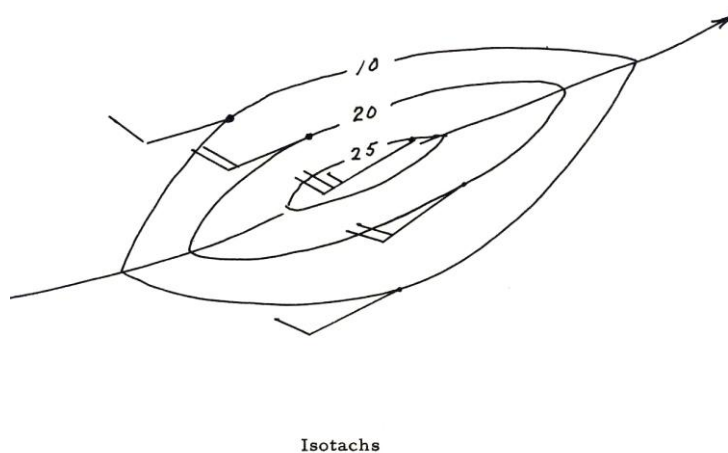
รูปที่ 5 ง สเกลล่าและสนามสเกลล่า

ทิศทางลม เมื่อพิจารณาเป็นปริมาณสเกลล่า หมายถึง เส้นที่แสดงทิศทางลมเท่าๆ ซึ่งเรียกว่าไอโซคอน (Isogons)



รูปที่ 5 จ ปริมาณสเกลล่าของทิศทางลม

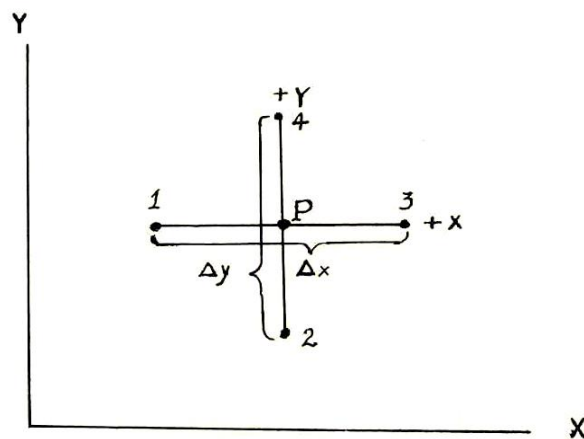
ความเร็วลม เมื่อพิจารณาเป็นปริมาณสเกลล่า หมายถึง เส้นที่แสดงความเร็วลมเท่าๆ ซึ่งเรียกว่า Isotach



รูปที่ 5 ฉ ปริมาณสเกลล่าของความเร็วลม

3. การวัดค่า (Measurement)

ก. Finite increments เป็นวิธีการวัดที่ใช้กับการเปลี่ยนแปลงเพียงเล็กน้อยของความเร็วลมและทิศทาง ทำให้เราสามารถที่จะคำนวณคุณสมบัติต่าง ๆ ของสนามลมได้ ในการวัดค่าการเปลี่ยนแปลงของเวกเตอร์ลมที่ผ่านจุดที่กำหนดในสนามลมนั้น เราใช้ตารางกริด (Finite grid) ซึ่งมีลักษณะตั้งฉากซึ่งกันและกัน และมีความยาวเท่า ๆ กัน โดยนำตารางกริดมาวางทับลงจุดที่กำหนดโดยและให้จุดที่กำหนดอยู่กึ่งกลางของตารางกริดและให้แนวของตารางกริดเป็นไปตามแนวของระบบพิกัด ตัวอย่างเช่น ตารางกริด X - Y ที่วางแนวตามพิกัดของแกน X - Y และมีความหมายเชิงบวก(เป็นค่าบวก)แสดงดังรูปที่ 5



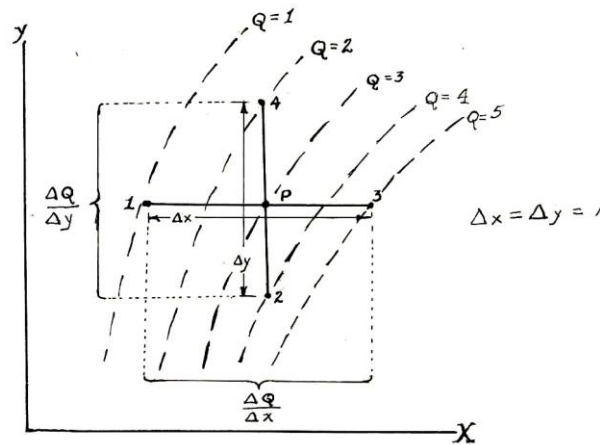
รูปที่ 6 กริด X - Y

(1) การวัดการเปลี่ยนแปลงในแกน X ผ่านจุด P นำค่าที่จุด 1 ลบออกจากค่าที่จุด 3 นำผลต่างที่ได้มาหารด้วยความยาวของกริด ΔX

(2) ในทำนองเดียวกับการวัดการเปลี่ยนแปลงในแกน Y นำค่าที่จุด 2 ไปลบออกจากค่าที่จุด 4 และหารด้วยความยาวของกริด ΔY

(3) ปริมาณการเปลี่ยนแปลง (Q) ในแกน X ในทางคณิตศาสตร์แสดงด้วย $\frac{\Delta Q}{\Delta X}$ โดยที่ Δ คือปริมาณการเปลี่ยนแปลงเล็กน้อย (finite amount of change) จากสูตร ΔQ , ΔX ก็คือปริมาณการเปลี่ยนแปลงของ Q ต่อปริมาณการเปลี่ยนแปลงของระยะทางในแนวแกน X (ΔX)

(4) เช่นเดียวกัน $\frac{\Delta Q}{\Delta Y}$ แสดงปริมาณการเปลี่ยนแปลงของ Q ในแนวแกน Y ต่อหน่วยความยาวของ Y ตัวอย่างการคำนวณแสดงดังรูปภาพที่ 7



$$\left(\frac{\Delta Q}{\Delta x}\right)_P = \frac{Q_3 - Q_1}{\Delta x} = \frac{5 - 1}{10} = \frac{4}{10} = \frac{2}{5} \quad \frac{Q \text{ unit}}{m}$$

$$\left(\frac{\Delta Q}{\Delta y}\right)_P = \frac{Q_4 - Q_2}{\Delta y} = \frac{2 - 4}{10} = -\frac{2}{10} = -\frac{1}{5} \quad \frac{Q \text{ units}}{mm}$$

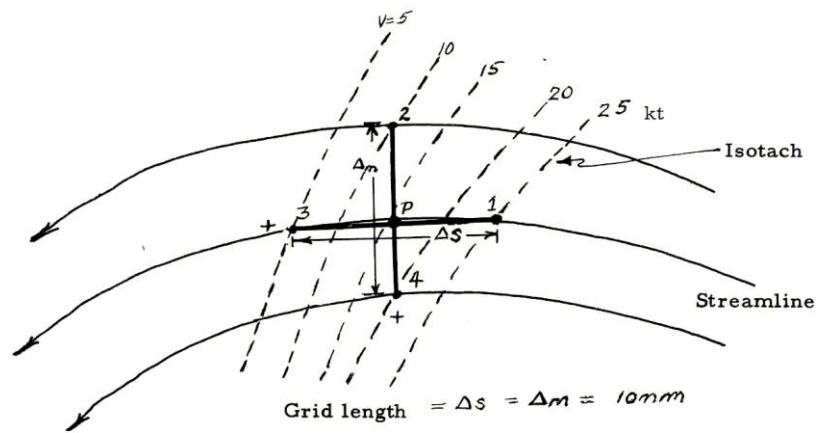
รูปที่ 7 การคำนวณหาค่าการเปลี่ยนแปลง

(5) ในทางฟิสิกส์ $\left(\frac{\Delta Q}{\Delta X}\right)_P$ หมายถึงค่าของ Q ที่กำลังเปลี่ยนไป 2 หน่วยต่อระยะทาง 5 ไมล์ทะเลในแนวแกน X เมื่อผ่านจุด P ที่กำหนด ส่วน $\left(\frac{\Delta Q}{\Delta Y}\right)_P$ มีค่าเท่ากับ $-1/5$ หมายถึง ค่าของ Q กำลังลดลง (เครื่องหมายลบแสดงค่าการลดลง) 1 หน่วยต่อระยะทาง 5 ไมล์ทะเล ในแนวแกน Y เมื่อผ่านจุด P

ข. กริดในพิกัด Natural เป็นตารางกริดอีกชนิดหนึ่งที่สามารถนำมาประยุกต์ใช้ในการวิเคราะห์เส้นลายกระแสและเส้นความเร็วลมเท่า Δs และ Δn คือความยาวของกริด ในการคำนวณหาปริมาณการเปลี่ยนแปลงให้ทำตามกฎดังนี้

(1) นำค่าที่อยู่ทางด้านต้นลม (upstream) ไปลบออกจากค่าที่อยู่ทางด้านปลายลม (downstream) และหารผลต่างที่ได้ด้วยความยาวของกริด Δs ซึ่งก็คือการเปลี่ยนแปลงในแนวแกน s แสดงด้วย $\left(\frac{\Delta Q}{\Delta s}\right)$

(2) นำค่าที่อยู่ทางด้านขวาไปลบออกจากค่าที่อยู่ทางด้านซ้าย (หันหน้าไปตามลม) และหารผลต่างที่ได้ด้วยความยาวของกริด Δn ซึ่งก็คือการเปลี่ยนแปลงในแนวแกน n แสดงด้วย $\left(\frac{\Delta Q}{\Delta n}\right)$ รูปที่ 8 แสดงขั้นตอนในการคำนวณ finite derivative (อัตราการเปลี่ยนแปลง) ในระบบแกน natural (Δv คืออัตราการเปลี่ยนแปลงความเร็วต่อระยะทาง (พิจารณาจากเส้นความเร็วลมเท่า))



$$\frac{\Delta V}{\Delta s} = \frac{V_3 - V_1}{\Delta s} = \frac{5 - 25}{10} = - \frac{20kt}{10nm}$$

$$\frac{\Delta V}{\Delta n} = \frac{V_4 - V_2}{\Delta n} = \frac{20 - 10}{10} = + \frac{10kt}{10nm}$$

รูปที่ 8 การคำนวณ finite derivatives

นั่นคือ ความเร็วลมกำลังลดลงด้วยอัตรา 20 นอตต่อ 10 ไมล์ทะเล ตามแนวแกน s เมื่อผ่านจุด P และ ความเร็วลมกำลังเพิ่มขึ้นด้วยอัตรา 10 นอตต่อ 10 ไมล์ทะเล ตามแนวแกน n เมื่อผ่านจุด P

บทที่ 3

คุณสมบัติเบื้องต้นของการไหลของอากาศ

(Basic properties of motions)

1. Translation

ก. นิยาม Translation คือ การเคลื่อนที่เป็นแนวเส้นตรงด้วยความแรง (intensity) สมำเสมอ การเคลื่อนที่ในลักษณะนี้เกิดขึ้นในพื้นที่ที่ค่อนข้างจำกัดและในช่วงระยะเวลาหนึ่งในเขตร้อน ลมค้าหรือบางส่วนของลมมรสุมแสดงให้เห็นถึงการเคลื่อนที่แบบ Translation ได้อย่างชัดเจนเป็นบางครั้ง

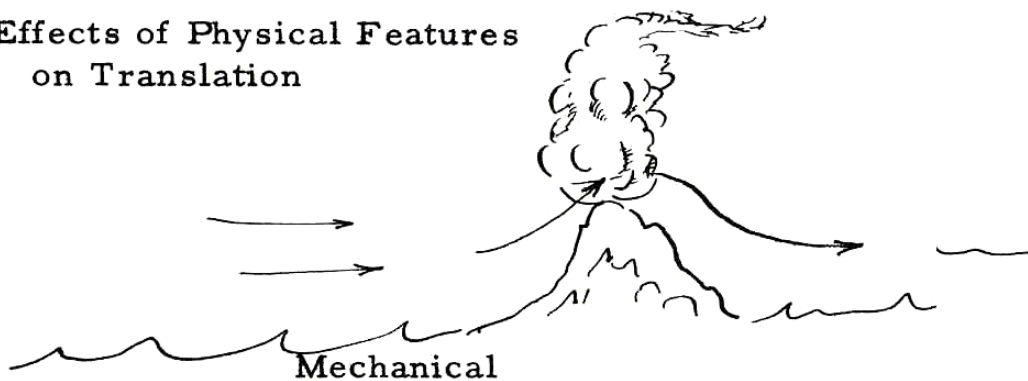
ข. ผลในทางฟิสิกส์

(1) โดยปกติเรามักจะคิดว่าการไหลเป็นแนวเส้นตรงในแง่ของการพาความร้อนหรืออุณหภูมิและ/หรือความชื้นในแนวระนาบ (advection of temperatures and/or moisture) แต่ในเขตร้อนมวลอากาศมีความคล้ายคลึงกันมากทำให้การระบุถึงกระบวนการพาในแนวระนาบจึงเป็นไปได้ยาก หากจะมีกระบวนการพาที่เกิดขึ้นจริงก็มีเพียงเล็กน้อยและมักจะถูกปิดซ่อนโดยการเปลี่ยนแปลงประจำวัน(diurnal changes)เป็นส่วนมาก

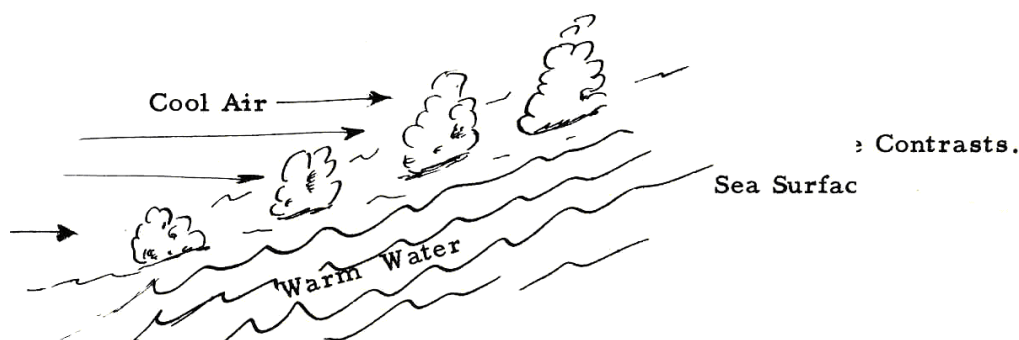
(2) ความสัมพันธ์ของการไหลเป็นแนวเส้นตรงสู่บริเวณที่มีความต่างระหว่างอุณหภูมิของอากาศกับอุณหภูมิพื้นผิวน้ำทะเลมีความสำคัญอย่างมากต่อความสัมพันธ์ของลมและสภาพอากาศในเขตร้อน

(3) การไหลเป็นแนวเส้นตรงเมื่อปะทะกับลักษณะภูมิประเทศ เช่นภูเขา จะเป็นตัวก่อให้เกิดเมฆและสภาพอากาศได้ ทิศทางการเคลื่อนที่ที่เกี่ยวข้องกับลักษณะภูมิประเทศเป็นที่ทราบกันมานานแล้วว่ามีความสัมพันธ์ระหว่างลมกับสภาพอากาศ (รูปที่ 9 ก, ข)

Effects of Physical Features on Translation

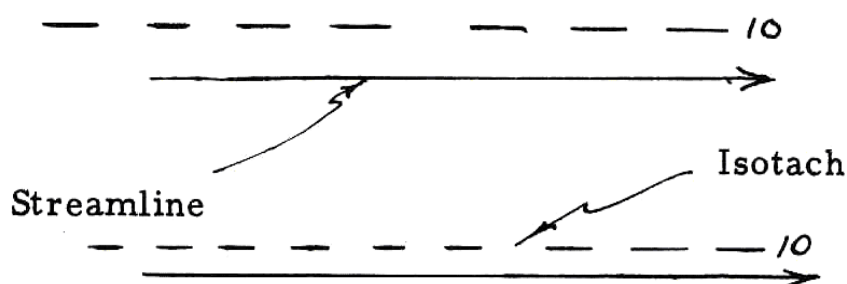


รูปที่ 9 ก อากาศยกตัวขึ้นไปตามลาดของภูเขา



รูปที่ 9 ข ความต่างของอุณหภูมิของอากาศและพื้นผิวน้ำทะเล

ค. ข้อควรจำ (recognition) การไหลเป็นแนวเส้นตรงด้วยความแรงสม่ำเสมอ(Translation)นั้นสามารถพบได้จากการวิเคราะห์เส้นลายกระแสและเส้นความเร็วลมเท่า(streamline-isotach) ในพื้นที่โดยทั่วไปที่มีลักษณะของเส้นความเร็วลมเท่าขนานไปกับเส้นลายกระแสที่เป็นแนวเส้นตรง (รูปที่ 10)



รูปที่ 10 Translation

2. เชียร์ (Shear)

ก. นิยาม เชียร์ คือ การเปลี่ยนแปลงเวกเตอร์ลมต่อหนึ่งหน่วยระยะทางในทิศทางที่กำหนด เชียร์ปรากฏให้เห็นได้ถึงการเปลี่ยนแปลงความเร็วและ/หรือทิศทางของการเคลื่อนที่ของลม เชียร์ในที่นี้เราจะกำหนดการใช้ของเราให้อยู่ในแง่ของการเปลี่ยนแปลงความเร็ว (speed shear) มากกว่าที่จะกล่าวถึงเชียร์เวกเตอร์ (ทิศทางและความเร็ว) นอกจากนี้เรายังกำหนดเพิ่มเติมเกี่ยวกับการวัดค่าเชียร์ซึ่งจะเป็นการวัดเฉพาะการเปลี่ยนแปลงความเร็วที่เป็นไปตามแนวทิศทาง (longitudinal shear) และตั้งฉากกับการเคลื่อนที่ (Transverse shear)

ข. ผลในทางฟิสิกส์

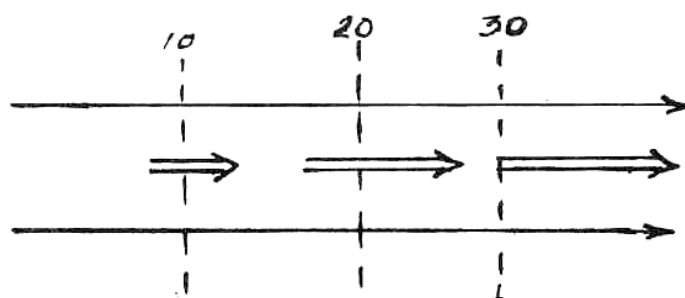
ในบทต่อ ๆ ไปเราจะได้พบว่าการเปลี่ยนแปลงความเร็วที่เกิดขึ้นในระหว่างการเคลื่อนที่ของลมเป็นตัวบ่งชี้ถึงแรงทางไดนามิกที่กระทำให้เกิดงาน (work) หรือการเคลื่อนไหวได้อย่างไร เป็นที่แน่ชัดแล้วว่ารูปแบบของสภาพอากาศต่าง ๆ (weather patterns) และการเปลี่ยนแปลงสภาพอากาศสามารถวิเคราะห์ได้บนพื้นฐานความเร็วที่แพร่กระจายอยู่ในการเคลื่อนที่ไม่ว่าจะอยู่รูปแบบของเส้นตรงหรือส่วนโค้งเล็กน้อย

ค. ข้อควรจำ เชียร์เนื่องจากความเร็ว(Speed shear) พบได้ในรูปแบบของเส้นลายกระแสและเส้นความเร็วลมเท่า โดยมีลักษณะดังต่อไปนี้

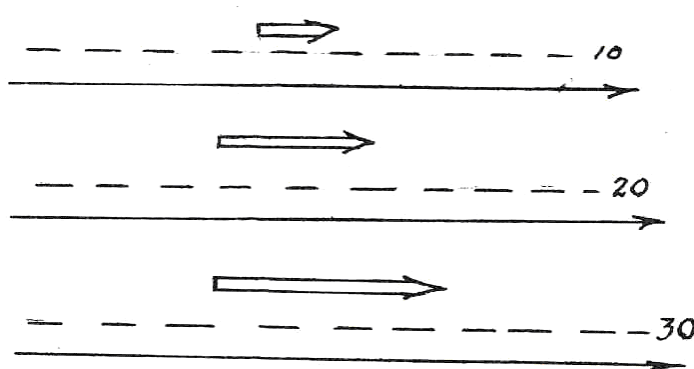
(1) เส้นความเร็วลมเท่าตัดกับเส้นลายกระแสเป็นมุมกว้าง ๆ (เชียร์ตามแนวลองกิจูด :longitudinal shear) แสดงถึงการเปลี่ยนแปลงความเร็วลมตามการเคลื่อนที่

(2) เส้นความเร็วลมเท่าจัดเรียงกันอย่างหนาแน่นและวางแนวขนานกับเส้นลายกระแส แสดงถึงการเปลี่ยนแปลงความเร็วตรงข้ามกับการเคลื่อนที่ (Transverse shear)

(3) รูปที่ 11 ก และ 11 ข แสดงรูปแบบโดยทั่วไปของเชียร์ที่ปรากฏอยู่ในการวิเคราะห์เส้นลายกระแสและเส้นความเร็วลมเท่า



รูปที่ 11 ก Longitudinal shear



รูปที่ 11 ข Transverse shear

ง. Transverse shear คือ เชียร์ตามแนวขวางกับทิศทางการเคลื่อนที่ อาจเป็นไซโคลน (cyclonic) หรือแอนตี้ไซโคลน (anticyclonic) (คำอธิบายในเนื้อหาต่อไปนี้จะเฉพาะในซีกโลกเหนือเท่านั้น เว้นแต่มีการระบุเป็นอย่างอื่น)

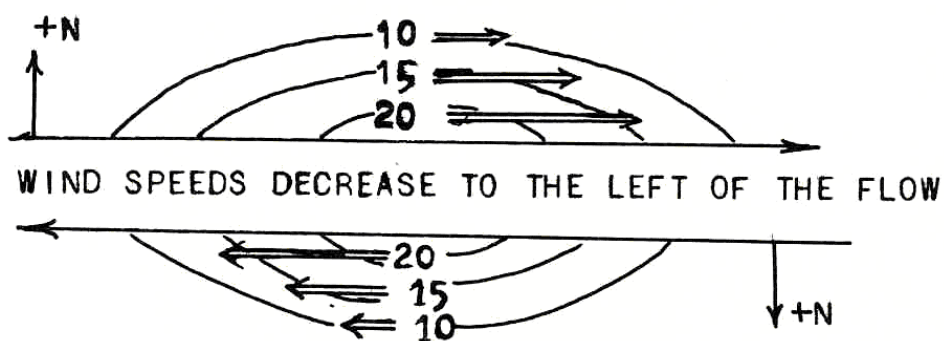
(1) Cyclonic Transverse shear (หรือ ไซโคลนิกเชียร์) จะปรากฏให้เห็นในลักษณะของความเร็วลมลดลงทางด้านซ้ายของทิศทางการเคลื่อนที่ (แกน N บวก) เนื่องจากเราพิจารณาความหมายของไซโคลนิกหมายถึง “บวก” ดังนั้น ไซโคลนิกเชียร์ก็คือเชียร์บวกนั่นเอง รูปที่ 12 ก. แสดงไซโคลนิกเชียร์ในการวิเคราะห์ลมชั้นบน

(2) Anticyclonic Transverse shear (หรือ แอนตี้ไซโคลนิกเชียร์) จะปรากฏให้เห็นในลักษณะของความเร็วเพิ่มขึ้นทางด้านซ้ายของทิศทางการเคลื่อนที่ (ไปสู่แกน N บวก) หรือเชียร์ลบ (negative shear) รูปที่ 12 ข.

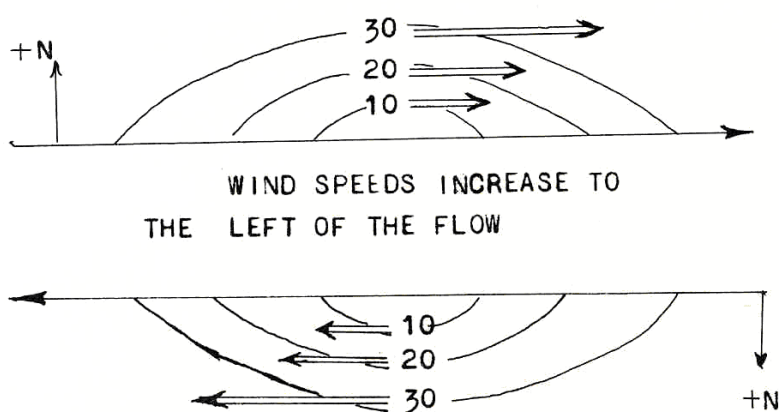
จ. Longitudinal Shear คือ เชียร์ตามแนวทิศทางการเคลื่อนที่ แสดงให้เห็นถึงลักษณะของการยืดออก (stretching)(หรือขยาย : dilatation) หรือการหดตัว(shrinking)(หรืออัดตัว : contraction)ตามแกนที่ขนานไปกับทิศทางการเคลื่อนที่ จำแนกได้ดังนี้

(1) Positive stretching shear ปรากฏให้เห็นโดยความเร็วเพิ่มขึ้นไปตามทิศทางการเคลื่อนที่ (รูปที่ 13 ก) ลักษณะดังกล่าวเรียกว่า การยืดออก (dilatation)

(2) Negative stretching shear (Shrinking shear) ปรากฏให้เห็นโดยความเร็วลดลงไปตามทิศทางการเคลื่อนที่ (รูปที่ 13 ข.) ลักษณะดังกล่าวเรียกว่า การอัด (contraction) หรือ negative dilatation

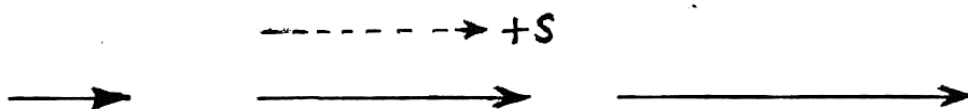


รูปที่ 12 ก Cyclonic (Positive) shear

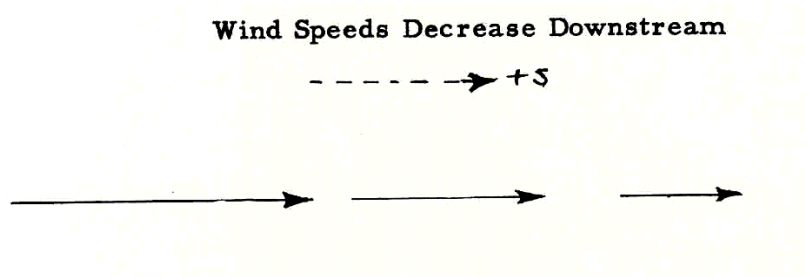


รูปที่ 12 ข Anticyclonic (Negative) shear

Wind Speeds Increase Downstream

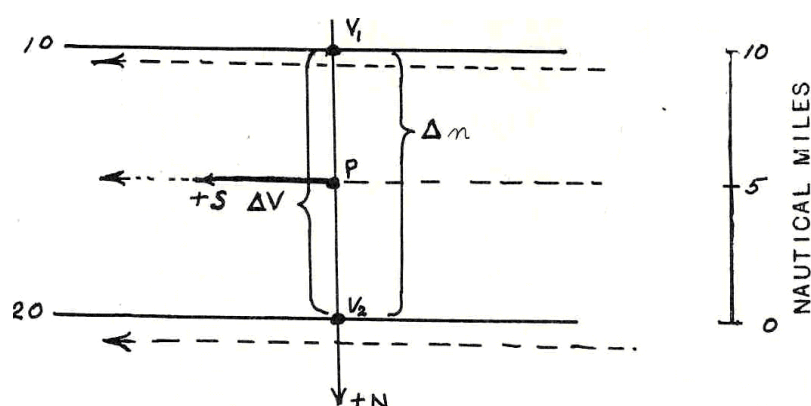


รูปที่ 13 ก Positive Stretching (Dilatation)



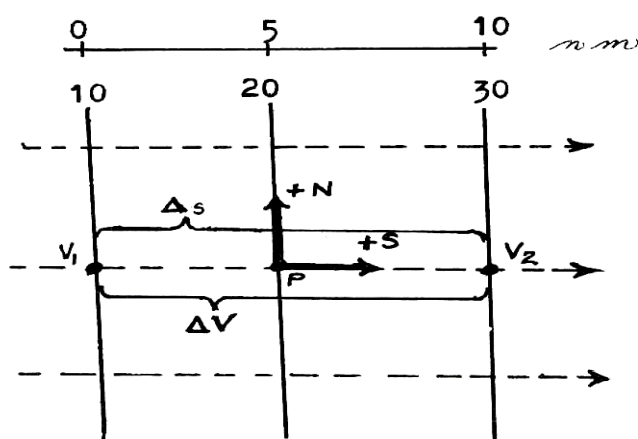
รูปที่ 13 ข Negative Stretching (Contraction)

ฉ. การวัดค่าเชียร์ (Measurement of shear) จากรูปที่ 14 ก และ 14 ข แสดงการวัดค่าเชียร์ในแกน N – S (natural coordinates)



$$\begin{aligned} \text{SHEAR} &= - \frac{\Delta V}{\Delta n} = - \frac{V_2 - V_1}{\Delta n} = - \left(\frac{20 \text{ kt} - 10 \text{ kt}}{10 \text{ nm}} \right) \\ &= -1 \frac{\text{kt}}{\text{nm}} \end{aligned}$$

รูปที่ 14 ก การวัดค่า Transverse shear



$$\text{STRETCHING} = \frac{\Delta V}{\Delta s} = \frac{V_2 - V_1}{\Delta s} = \frac{30 \text{ kt} - 10 \text{ kt}}{10 \text{ nm}} = 2 \frac{\text{kt}}{\text{nm}}$$

รูปที่ 14 ข การวัดค่า Stretching or Longitudinal shear

3. การหมุน (Rotation)

ก. นิยาม การหมุน คือ การเคลื่อนที่รอบจุดใดจุดหนึ่งเป็นวงกลมอย่างสม่ำเสมอของอากาศ เช่น การหมุนเป็นวงรอบแกน (vortices) พายุหมุนเขตร้อน (tropical storms) แอนตี้ไซโคลนกึ่งเขตร้อน ฯลฯ (subtropical anticyclones) ล้วนแล้วแต่เป็นที่รู้จักกันดีว่าเป็นตัวอย่างของการหมุนที่เกิดขึ้นในเขตร้อน

ข. ผลทางฟิสิกส์

(1) โดยนัยของการหมุนของอากาศเป็นหนึ่งในความสัมพันธ์ที่เก่าแก่ที่สุดที่บ่งบอกความสัมพันธ์ระหว่างการหมุนกับสภาพอากาศ โดยที่การหมุนแบบไซโคลนจะเกิดร่วมกับสภาพอากาศเลวและการหมุนแบบแอนตี้ไซโคลนจะเกิดร่วมกับสภาพอากาศดี ปัญหาที่ตามมาคือการหมุนมากน้อยเพียงใดที่จำเป็นต่อเกิดสภาพอากาศและถ้าการหมุนของอากาศที่กำลังเกิดขึ้นมีการเคลื่อนที่และหรือเปลี่ยนแปลงไปตามเวลา คำถามคือการเคลื่อนที่และการเปลี่ยนแปลงไปตามเวลาอย่างไรที่เหมาะสมต่อการก่อให้เกิดสภาพอากาศ ซึ่งในหัวข้อต่อ ๆ ไปจะบอกเราให้ทราบว่าความแรงของไซโคลนิกเซียร์เพียงใดที่สามารถนำไปอนุมานหรือแม้กระทั่งก่อให้เกิดการหมุนในพื้นที่ที่มีการเคลื่อนที่เป็นแนวเส้นตรงได้อย่างไร ส่วนการเคลื่อนที่เป็นแนวโค้ง (curvature of flow) เป็นการวัดปริมาณ (amount) ของการหมุน พื้นที่ที่เกี่ยวข้องกับอากาศที่กำลังหมุนอยู่จะมีอิทธิพลต่อปริมาณและความรุนแรงของสภาพอากาศ นอกจากนี้ อัตราเร็วในเชิงมุม (angular velocity : ความเร็วของการหมุน) ก็มีอิทธิพลต่อความสัมพันธ์ระหว่างสภาพอากาศกับการหมุนเช่นกัน ปัจจัย (factor) ทั้งหมดที่กล่าวมาข้างต้นเหล่านี้มุ่งชี้ให้เห็นถึงความสำคัญของการวิเคราะห์สนามการหมุน (field of rotation) ภายในสนามลม (wind field) ที่กำหนดเพื่อการวิเคราะห์และคาดการณ์ล่วงหน้าเกี่ยวกับการกระทำของแรงอันส่งผลต่อการเกิดสภาพอากาศ

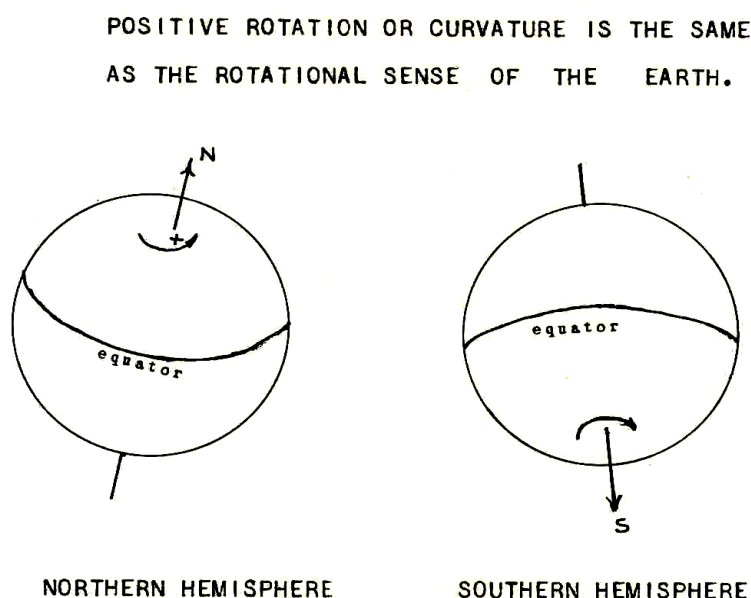
(2) ปัญหาเกี่ยวกับการประมาณค่าการหมุนที่ปรากฏมากน้อยเพียงใดและการหมุนที่เปลี่ยนแปลงไปตามเวลาเป็นอย่างไรจัดเป็นปัญหาเบื้องต้นอย่างหนึ่งของการพยากรณ์ จึงได้มีการพัฒนาแบบจำลองขึ้นมาเพื่อใช้อธิบายถึงการเปลี่ยนแปลงการหมุนโดยแบ่งเป็นแต่ละช่วงเวลา (step wise) (Norwegian cyclone models, Palmer's

vortex models) แบบจำลองเหล่านี้ประกอบไปด้วยความรู้ในเชิงอัตวิสัยและเป็นที่ยอมรับกันโดยทั่วไป(subjective and intuitive knowledge) ถึงความเกี่ยวข้องของรูปแบบสภาพอากาศกับรูปแบบของการหมุนในรูปแบบต่าง ๆ ที่ถูกนำมาใช้ในการปฏิบัติการพยากรณ์อากาศมานานนับหลายปี

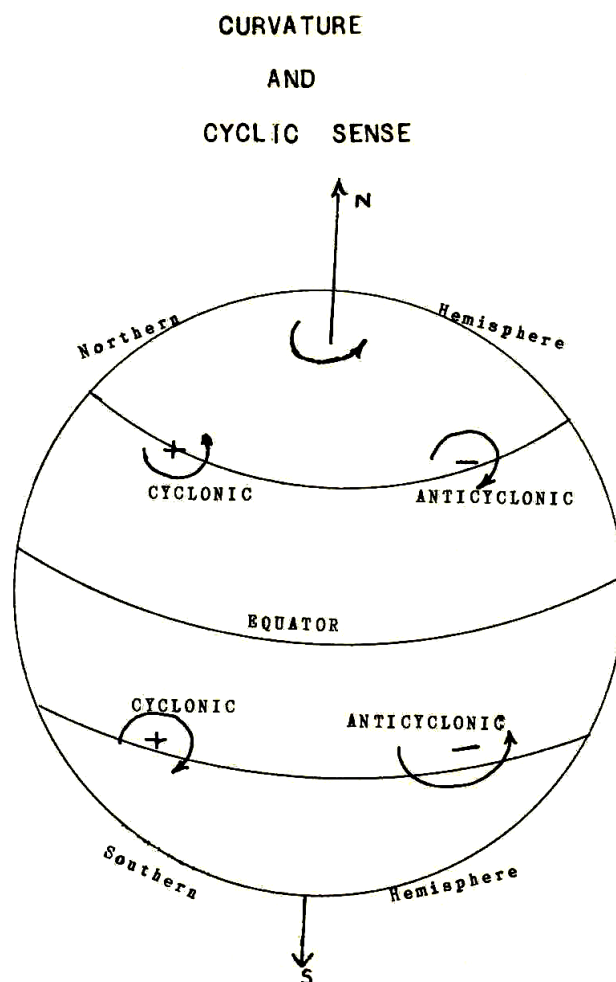
(3) เครื่องมือช่วยอีกชนิดหนึ่งที่น่ามาใช้ในการวัดในเชิงวัฏวิสัยและในเชิงปริมาณของการหมุนและการเปลี่ยนแปลงการหมุนนั้นต่อระยะเวลาที่เปลี่ยนไปก็คือผ่านทาง การวัดค่าวอร์ติซิตี(vorticity) ซึ่งเราจะได้กล่าวถึงในบทต่อไปในภายหลังเกี่ยวกับการประเมินค่าวอร์ติซิตีทั้งเชิงปริมาณและคุณภาพ (quantitative and qualitatively)

(4) นอกจากนั้นเราจะกล่าวถึงเหตุผลทางด้านฟิสิกส์และพลศาสตร์ (dynamic) ของการเปลี่ยนแปลง vorticity (จากเหตุที่มีการเปลี่ยนแปลงการหมุน) และการเปลี่ยนแปลงเหล่านี้จะนำไปใช้ในการพยากรณ์รูปแบบของสภาพอากาศในเชิงวัฏวิสัยเพิ่มมากขึ้นได้อย่างไร

ค. นัยของการหมุนรอบ (cyclic sense) การหมุน (rotation) ในที่นี้ถูกกำหนดให้มีความหมายเป็นการหมุนแบบไซโคลน (cyclonic) (ค่าเป็นบวก) และแอนติไซโคลน (anticyclonic) (มีค่าเป็นลบ) การหมุนที่มีค่าเป็นบวกไม่ว่าจะอยู่ในซีกโลกใดก็ตามจะเป็นการหมุนไปตามทิศทางการหมุนของโลกโดยที่เรามองจากเหนือขั้วโลกลงมา รูปที่ 15 ก และ 15 ข แสดงลักษณะการหมุนและความโค้ง (curvature)

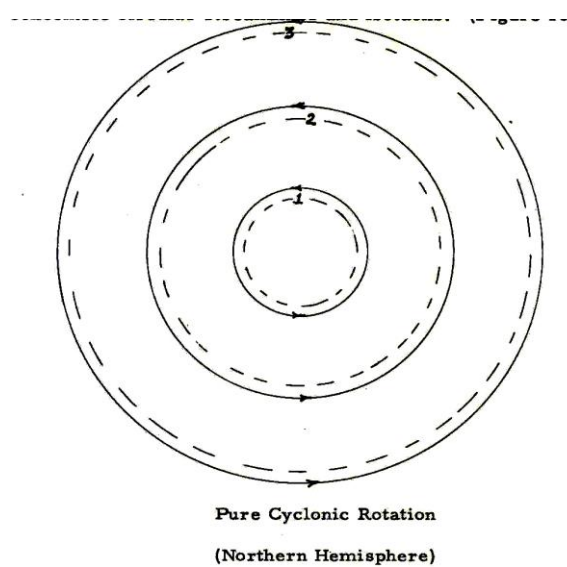


รูปที่ 15 ก การหมุนแบบไซโคลน (Cyclic sense)



รูปที่ 15 ข ความโค้งและการหมุนแบบไซโคลนและแอนติไซโคลน

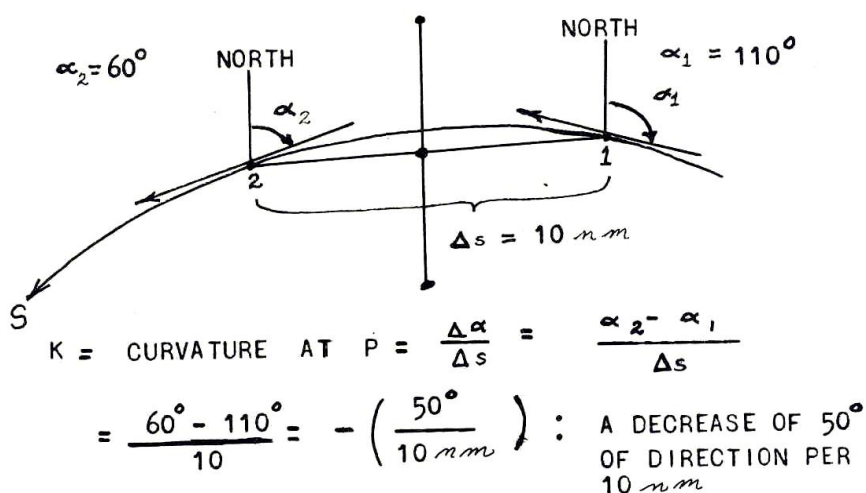
ง. ข้อควรจำ การหมุนอย่างสมบูรณ์ (pure rotation) ค่อนข้างเกิดได้ยากในธรรมชาติ โดยปรากฏในลักษณะของเส้นลายกระแสและเส้นความเร็วลมเท่ากันเป็นวงกลมรอบจุดศูนย์กลางเดียวกัน (concentric circular) (รูปที่ 16)



รูปที่ 16 Pure cyclonic rotation (ในซีกโลกเหนือ)

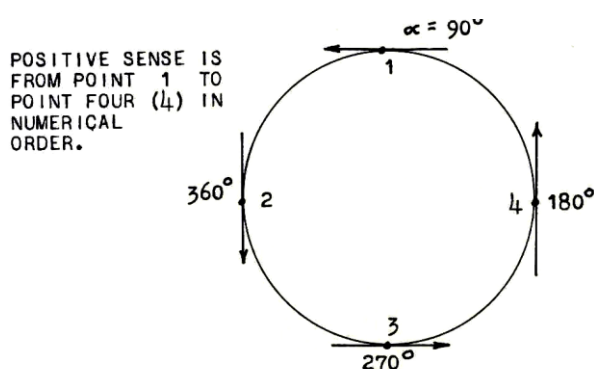
จ. ความโค้ง (Curvature) การวัดการเปลี่ยนแปลงทิศทางลม เรียกว่า ความโค้ง เครื่องหมายของความโค้ง (บวก/ลบ)เช่นเดียวกับเครื่องหมายของการหมุนดังที่กล่าวมาแล้ว สำหรับรายละเอียดของความโค้งที่จะกล่าวต่อไปจะใช้อธิบายเฉพาะในซีกโลกเหนือเท่านั้น

(1) ความโค้งในทางคณิตศาสตร์หมายถึงอัตราการเปลี่ยนแปลงทิศทางต่อหนึ่งหน่วยระยะทาง ถ้ากำหนดให้ α เป็นทิศทางลมและ Δs เป็นระยะทาง ดังนั้น $\Delta\alpha/\Delta s$ คือการวัดการเปลี่ยนแปลงของทิศทางลมต่อระยะทางที่กำหนดให้ หรือเรียกว่า ความโค้ง (K : curvature) ของการเคลื่อนที่ ณ จุดที่อยู่ในการเคลื่อนที่นั้น (รูปที่ 17)



รูปที่ 17 การวัดความโค้ง

(2) ในระบบการรายงานทิศทางลมเราจะรายงานทิศทางลมเพิ่มขึ้นและเวียนไปตามเข็มนาฬิกา (clockwise) จากทิศเหนือ ซึ่งขัดแย้งกับการหมุนที่มีค่าเป็นบวกและลบตามนัยของการหมุนแสดงดังรูปที่ 18 ก.



รูปที่ 18 ก Positive curvature

เรากำหนดให้ความโค้งที่มีค่าเป็นบวกคือการหมุนแบบไซโคลน ซึ่งทิศทางลมจะลดลงไปทางปลายลม (downstream) ตามทิศทางของแกน S ที่เป็นบวก (รูปที่ 18 ข) นั่นหมายความว่าเราต้องแสดงความโค้งที่มีค่าเป็นบวกในทางคณิตศาสตร์ ดังนี้

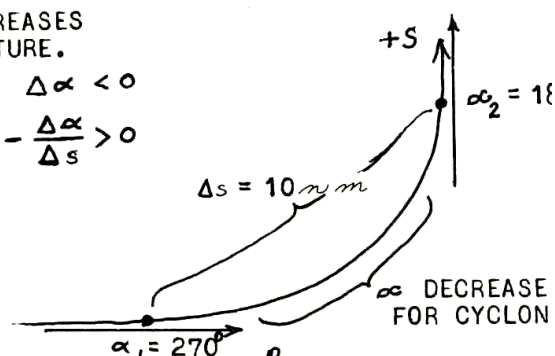
กำหนดให้

$$K = -\frac{\Delta\alpha}{\Delta s}$$

WIND DIRECTION DECREASES
FOR POSITIVE CURVATURE.

$$\Delta\alpha < 0$$

$$-\frac{\Delta\alpha}{\Delta s} > 0$$



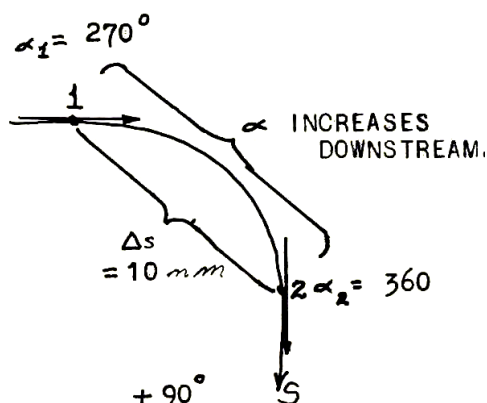
$$K_{(+)} = -\frac{\Delta\alpha}{\Delta s} = -\left[\frac{\alpha_2 - \alpha_1}{\Delta s}\right] = -\left(\frac{180^\circ - 270^\circ}{10}\right) = +9 \frac{\text{DEG}}{\text{m}}$$

รูปที่ 18 ข. ทิศทางลมลดลงทางด้านปลายลมความโค้งเป็นบวก

WIND DIRECTION INCREASES DOWNSTREAM
FOR NEGATIVE CURVATURE.

$$\Delta\alpha > 0$$

$$-\frac{\Delta\alpha}{\Delta s} < 0$$



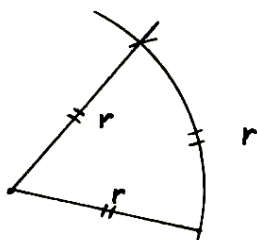
$$K_{(-)} = -\frac{\Delta\alpha}{\Delta s} = -\left[\frac{\alpha_2 - \alpha_1}{\Delta s}\right] = -\left(\frac{360^\circ - 270^\circ}{10}\right) = -9 \frac{\text{DEG.}}{\text{m}}$$

รูปที่ 18 ค. ทิศทางลมเพิ่มขึ้นทางด้านปลายลม ความโค้งเป็นลบ

(3) รูปที่ 18 ค. แสดงการวัดค่าความโค้งที่มีค่าเป็นลบ หรือแอนตี้ไซโคลน (anticyclonic curvature)

ฉ. เรเดียน (Radians)

(1) ทิศทางลมรายงานเป็นองศาจากทิศเหนือ แต่หากต้องแปลงค่าให้เป็นค่าที่ไม่มีหน่วย (dimensionless quantity) เรียกว่า เรเดียน ทั้งนี้มีวัตถุประสงค์เพื่อใช้ในการคำนวณเท่านั้น เรเดียน คือ มุมที่ขยายออกไป (subtended) จากจุดศูนย์กลางโดยมีความยาวของส่วนโค้งของวงกลมเท่ากับรัศมีของวงกลมที่กำหนด



รูปที่ 19 มุม 1 เรเดียน

(2) เนื่องจากความยาวของเส้นรอบวงกลมมีค่าเท่ากับ $2\pi r$ ซึ่งเท่ากับ 2π เรเดียนของวงกลมหรือเท่ากับ 360 องศา

$$2\pi \text{ เรเดียน} = 360 \text{ องศา}$$

$$\pi \text{ เรเดียน} = 180 \text{ องศา}$$

แทนที่จะแบ่งวงกลม 360 เป็นส่วน ๆ ละเท่า ๆ กัน(องศา) เราสามารถที่จะแบ่งวงกลม 2π ออกเป็นส่วน ๆ ด้วยการวัดเรเดียนได้เช่นกัน โดยทำการแปลงค่าดังนี้

$$(1) \frac{\pi \text{ เรเดียน}}{180 \text{ องศา}} = 1$$

$$(2) \frac{\pi \text{ (องศา)}}{180} = \text{เรเดียน}$$

$$(3) \frac{180 \text{ (เรเดียน)}}{\pi} = \text{องศา}$$

$$(4) 1 \text{ เรเดียน} = 57.3 \text{ องศา}$$

จะได้สมการของความโค้ง (Curvature Equation) เป็น

$$K = - \frac{\Delta\alpha}{\Delta s} \left(\frac{\pi}{180} \right) \text{ไมล์(ทะเล}^{-1}) \text{ ถ้า } \Delta s \text{ มีหน่วยเป็นไมล์(ทะเล)}$$

ความโค้งมีหน่วยต่อระยะทางหรือความยาวตามแนวเส้นลายกระแส เรากำหนดให้ 180 ไมล์ทะเล สำหรับการคำนวณ Δs จะกล่าวในหัวข้อถัดไปในภายหลัง เมื่อนำมารวมกันเราจะได้นี้

$$\frac{1}{\Delta s} \left(\frac{\pi}{180} \right) = \frac{\pi}{(180)^2} = \frac{3.14}{3.2 \times 10^4} = 1 \times 10^{-4}$$

ในการคำนวณความโค้ง (K) จากการวิเคราะห์หุ้มโดยใช้ความยาวกริด(grid length) 180 ไมล์ทะเล สำหรับ Δs นั้นสามารถหาได้จากการคูณทิศทางที่เปลี่ยนแปลง($\Delta\alpha$) หน่วยเป็นองศาด้วย 1×10^{-4} กล่าวคือ

$$K = -\Delta\alpha (1 \times 10^{-4}) \text{ เมื่อ } \Delta\alpha \text{ มีหน่วยเป็นองศา}$$

ข. รัศมีของความโค้ง (Radius of curvature) วิธีหนึ่งที่ใช้วัดความโค้งคือ การวัดรัศมีของความโค้ง (R)

$$K = \frac{1}{R}$$

เมื่อ R มีหน่วยเป็นไมล์ทะเลตามวัตถุประสงค์ของเรา R ที่เป็นบวกคือความโค้งแบบไซโคลน (cyclonic curvature) และถ้าเป็นลบหมายถึงความโค้งแบบแอนตี้ไซโคลน (anticyclonic curvature) ความโค้งในจุดที่กำหนดในแนวของเส้นลายกระแสนั้นสามารถที่จะวัดได้จากการพิจารณาไปตามรัศมีของความโค้งของจุดต่าง ๆ เหล่านั้น

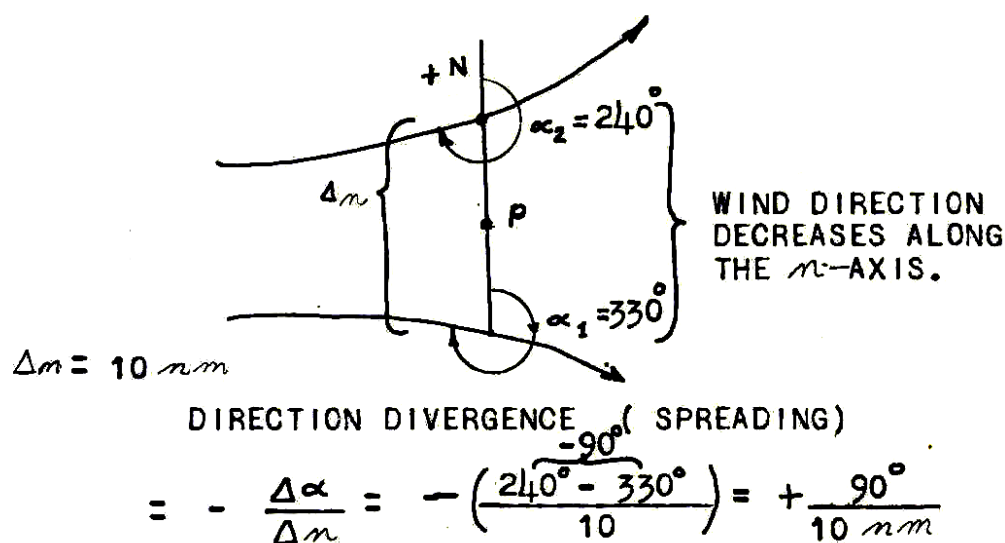
ข. Transverse Curvature

(1) ความโค้งที่เปลี่ยนข้ามแนวการเคลื่อนที่(ตามแนวแกน N) เรียกว่าการเปลี่ยนแปลงความโค้งตามขวาง(แนวการเคลื่อนที่) (Transverse curvature) ซึ่งแสดงการวัดทิศทางการเคลื่อนที่แบบแยกออกจากกันหรือการเคลื่อนที่เข้าหากันในแนวระนาบใกล้เคียงกับบริเวณจุดที่กำหนดนั้น

(2) ในทางคณิตศาสตร์ Transverse curvature แสดงดังนี้

$$\text{Transverse Curvature} = -\frac{\Delta\alpha}{\Delta n}$$

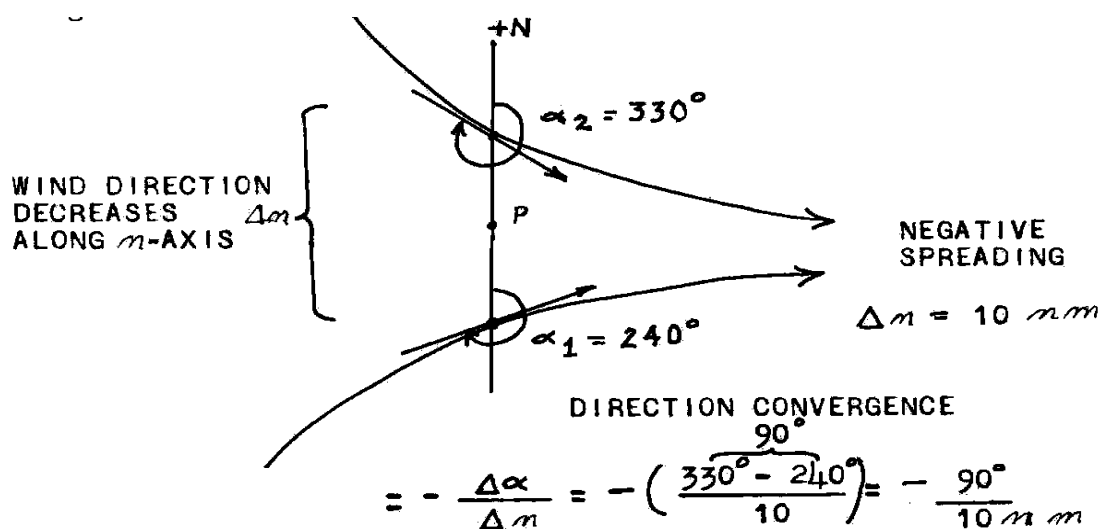
ถ้าทิศทางของลมลดลงตามแนวของ N ที่มีค่าเป็นบวก แสดงว่ามีการเคลื่อนที่แยกออกไปจากจุดที่กำหนดนั้น (รูปที่ 20 ก.)



รูปที่ 20 ก ทิศทางไดเวอร์เจนซ์

ค่าของ $-\frac{\Delta\alpha}{\Delta n}$ เป็นการวัดเชิงปริมาณของการของการแยกออกจากกันของทิศทาง (direction divergence) หรือทิศทางไดเวอร์เจนซ์ (direction divergence) บริเวณใกล้กับจุดที่กำหนดในสนามลม

(3) จากรูปที่ 20 ข. แสดงการวัดค่าการเคลื่อนที่เข้าหากันใกล้กับบริเวณจุดที่กำหนด เรียกว่าการเข้าหาของทิศทาง (direction convergence) ข้อสังเกตจะพบว่าทิศทางการเคลื่อนที่เพิ่มขึ้นไปตามแกน N ที่มีค่าเป็นบวกอันเป็นลักษณะเฉพาะของทิศทางคอนเวอร์เจนซ์ (direction convergence)



รูปที่ 20 ข ทิศทางคอนเวอร์เจนซ์

4. ไดเวอร์เจนซ์ (Divergence)

ก. นิยาม

(1) ไดเวอร์เจนซ์ในแนวระนาบ (horizontal divergence) คือ การวัดเปอร์เซ็นต์ของอัตราการเปลี่ยนแปลง (percentage rate of change) ของไหลต่อเวลาในมิติแนวระนาบ (2 มิติ) ซึ่งแปลความได้ว่าเปอร์เซ็นต์ของอัตราเวลา (percentage time rate) ของการเพิ่มขึ้นของพื้นที่ ในกรณี 3 มิติ ไดเวอร์เจนซ์คือสัดส่วนของอัตราเวลาที่ปริมาตรเพิ่มขึ้น

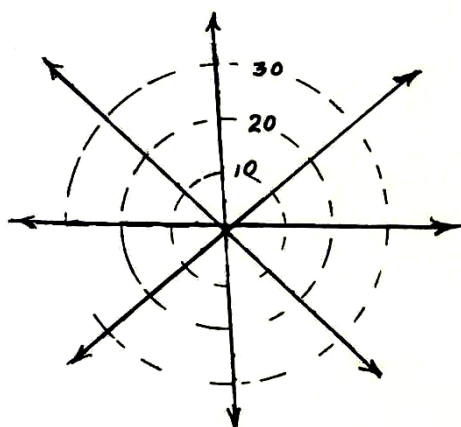
ข้อสังเกต

ไดเวอร์เจนซ์เกี่ยวข้องกับอัตราการเปลี่ยนแปลงของพื้นที่ ปัญหาที่ตามมาคือค่าที่ได้ย่อมแตกต่างกัน ถ้าเราพิจารณาพื้นที่เริ่มต้นที่ต่างกัน สิ่งสำคัญคือเราต้องการให้ไดเวอร์เจนซ์บ่งบอกถึงคุณสมบัติของสนามเวกเตอร์ ในทางคณิตศาสตร์ (mathematical vector field) กล่าวคือการสะท้อนให้เห็นถึงธรรมชาติของการกระจายออกจากกัน ปัญหาดังกล่าวแก้ไขได้โดยการคิดเป็นเปอร์เซ็นต์ของพื้นที่ที่เพิ่มขึ้นต่อวินาทีของพื้นที่ที่นำมาพิจารณาไม่ว่าจะเป็นพื้นที่ขนาดเล็กหรือขนาดใหญ่ก็ตาม หรืออาจเรียกว่าเศษส่วนของอัตราการเปลี่ยนแปลง (fractional rate of change) ตัวอย่างเช่น ถ้าไดเวอร์เจนซ์มีค่าเท่ากับ 2 วินาที⁻¹ หมายถึง พื้นที่กำลังเพิ่มขึ้นด้วยอัตราส่วน 2 เท่าของพื้นที่เดิมภายใน 1 วินาที นั่นคือใช้เวลาประมาณ 0.005 วินาทีต่อการเพิ่มขึ้นของพื้นที่ 1 %

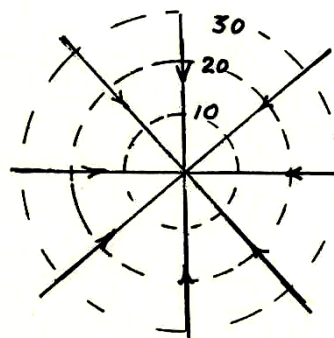
(2) คอนเวอร์เจนซ์ในแนวระนาบ (horizontal convergence) คือ ไดเวอร์เจนซ์ที่เป็นลบ (negative divergence) แสดงถึงเปอร์เซ็นต์ของอัตราเวลา (percentage time rate) ของการลดลงของพื้นที่

(3) เนื่องจากเราเกี่ยวข้องกับสนามลมในแนวระนาบ เราจึงจำกัดขอบเขตของไควเวอร์เจนท์และคอนเวอร์เจนท์ในความหมายของการเปลี่ยนแปลงพื้นที่ในแนวระนาบเท่านั้น ส่วนในแนวตั้งและ/หรือในแนว 3 มิติของไควเวอร์เจนท์ (คอนเวอร์เจนท์) จะมีลักษณะเฉพาะที่แตกต่างออกไป

(4) รูปที่ 21 ก แสดงรูปแบบของไควเวอร์เจนท์สมบูรณ์ในแนวระนาบ (pure horizontal divergence) และรูปที่ 21 ข. แสดงรูปแบบของคอนเวอร์เจนท์สมบูรณ์ในแนวระนาบ (pure horizontal convergence)



รูปที่ 21 ก Pure divergence



รูปที่ 21 ข Pure convergence

ข. ผลในทางฟิสิกส์

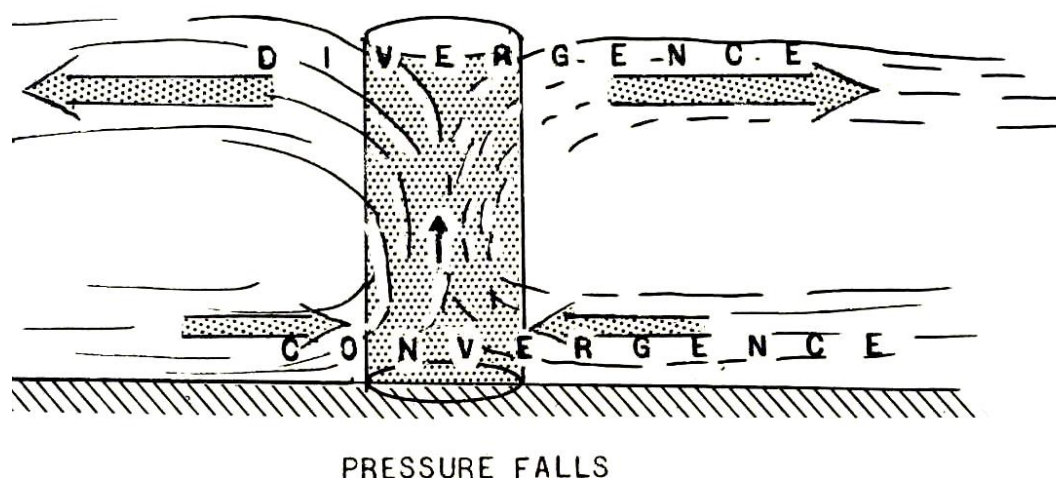
(1) ไควเวอร์เจนท์ ชี้ให้เห็นถึงการกระจายของอากาศในแนวนอน ส่วนคอนเวอร์เจนท์ให้คำเนื่งถึงการเบียดเสียดหรือการรวมกันเข้ามาของอากาศบริเวณใกล้เคียงสู่จุดใดจุดหนึ่ง โดยทั่วไปในละติจูดกลางเราจะหมายความว่าถึงบริเวณแนวปะทะอากาศ (frontal zone) ที่เป็นบริเวณที่แสดงให้เห็นถึงบริเวณของคอนเวอร์เจนท์ของอากาศ ซึ่งโดยทั่วไประบบความกดอากาศต่ำจะเป็นศูนย์กลางของคอนเวอร์เจนท์ บริเวณด้านหลังของแนวปะทะอากาศในส่วนที่มีลักษณะของแอนตี้ไซโคลนจะเป็นบริเวณของไควเวอร์เจนท์ที่เกี่ยวกับการที่อากาศจมตัวและกระจายออก

(2) ความคล้ายคลึงกันของมวลอากาศในเขตร้อนบังคับให้เราต้องพิจารณาสนามลมโดยตรงเพื่อมองหาคอนเวอร์เจนท์และไควเวอร์เจนท์ ความชันของอุณหภูมิ (temperature gradient) ในแนวระนาบที่เกี่ยวข้องกับแนวปะทะอากาศขาดหายไปและสนามความกดอากาศสะท้อนให้เห็นถึงความแรงของคอนเวอร์เจนท์และไควเวอร์เจนท์ได้ไม่ดีเท่าไร ยกเว้นในบริเวณที่มีพายุหมุนเขตร้อนกำลังแรง

(3) การปะทะกันของลมค้าทั้งสองซีกโลกและร่องมรสุม (Intertropical convergence zone : ITCZ) หรือร่องความกดอากาศต่ำในลมมรสุม (monsoonal trough) เป็นตัวการที่สำคัญที่ยอมรับมาเป็นเวลายาวนานว่ามีนัยสำคัญต่อภูมิอากาศทั้งนี้เนื่องจากบริเวณเหล่านี้เป็นแหล่งสำคัญของการเกิดสภาพอากาศในเขตร้อน ไควเวอร์เจนท์และการจมตัวของอากาศ (subsidence) เกี่ยวข้องกับบริเวณความกดอากาศสูงกึ่งเขตร้อน (Subtropical high) อันเป็นผลทำให้เกิดการคงอยู่ของชั้นอุณหภูมิกลับ (inversion) ซึ่งมีผลกระทบต่อการเกิดสภาพในเขตร้อนได้อย่างชัดเจน

(4) แบบจำลองรูปแบบของไคเวอร์เจนซ์และคอนเวอร์เจนซ์ที่เกี่ยวข้องกับการปั่นป่วนในเขตร้อน (ไซโคลน, คลื่นแถบศูนย์สูตร(equatorial wave, แขนกลม (asymptotes) ฯลฯ) ได้ถูกอธิบายโดย Riehl และ Palmer หลักการต่าง ๆ ที่กล่าวในเอกสารเล่มนี้จะเป็นเครื่องมือช่วยในการประเมินรูปแบบของไคเวอร์เจนซ์ คอนเวอร์เจนซ์ และการให้ความสนใจต่อรูปแบบของสภาพอากาศที่เกี่ยวข้องกับระบบผิวพื้น (synoptic system) และมีความเข้าใจรูปแบบต่าง ๆ ของแบบจำลอง

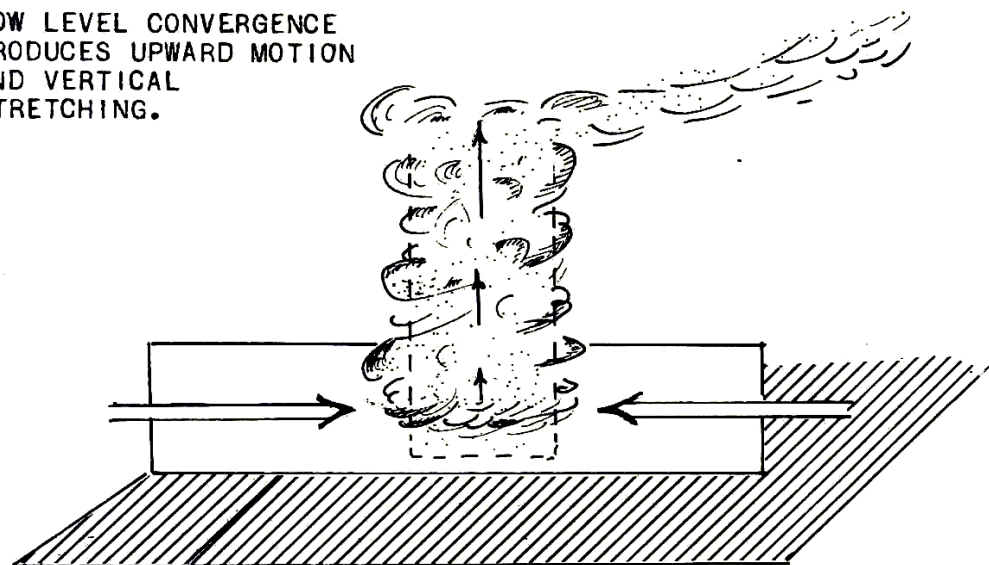
(5) คำอธิบายที่เป็นที่ยอมรับสำหรับการเปลี่ยนแปลงความกดอากาศที่ผิวพื้นคือความไม่สมดุลระหว่าง กระแสลมระดับบนและระดับล่าง เมื่อระดับล่างแสดงให้เห็นถึงการพอกพูนขึ้น(piling up)ของอากาศเหนือพื้นที่ (คอนเวอร์เจนซ์) ในขณะที่ในระดับบนนั้นแสดงออกถึงการพร่องอากาศออกไป(depletion)(ไคเวอร์เจนซ์) ผลรวมสุทธิของผลกระทบ(net effect) โดยปกติจะเป็นการสูญเสียมวลของอากาศในแนวตั้งในคอลัมน์นั้นและเป็นผลทำให้ความกดอากาศที่ผิวพื้นลดลง (รูปที่ 22)



รูปที่ 22 ความกดอากาศที่ผิวพื้นลดลง

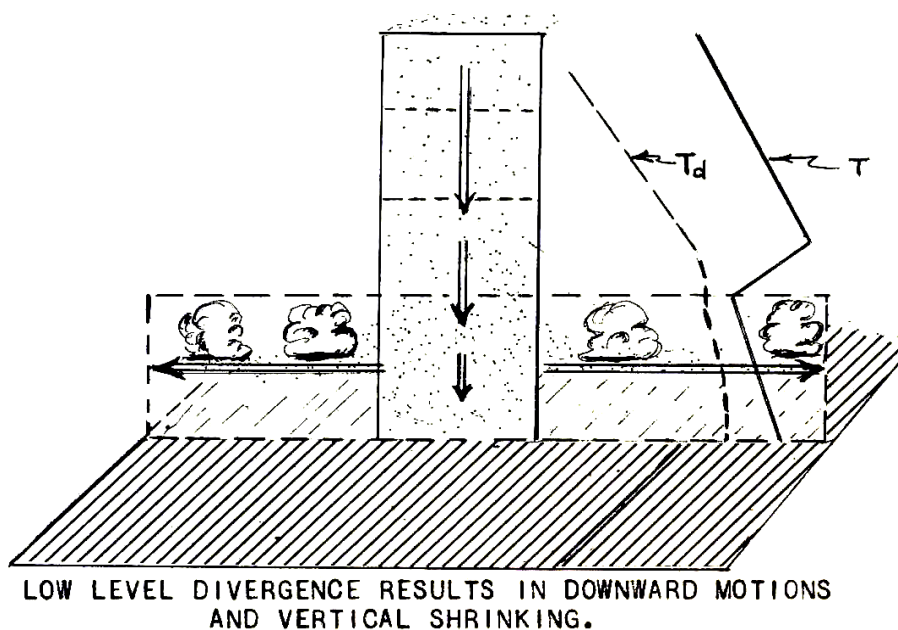
(6) เมื่อผลรวมสุทธิของอัตราเร็วคอนเวอร์เจนซ์ (net velocity convergence) ในระดับต่ำ โดยทั่วไปก็ จะมีการรวมตัวเข้าหากันของมวลของอากาศด้วยเช่นกัน อากาศมีการอัดตัวของอากาศในแนวระนาบในขณะที่ เคลื่อนที่เข้าหากันและขยายตัวออกหรือยืดออกไปในแนวตั้ง การที่มีการขยายตัวออกไปในแนวตั้งหรือยืดเหยียด (stretching) ก่อให้เกิดการเคลื่อนที่ขึ้นในแนวตั้ง และถ้ามีความชื้นอย่างเพียงพอจะก่อให้เกิดเมฆและน้ำฟ้าได้ (รูปที่ 23 ก)

LOW LEVEL CONVERGENCE
PRODUCES UPWARD MOTION
AND VERTICAL
STRETCHING.



รูปที่ 23 ก คอนเวอร์เจนซ์ในระดับต่ำ

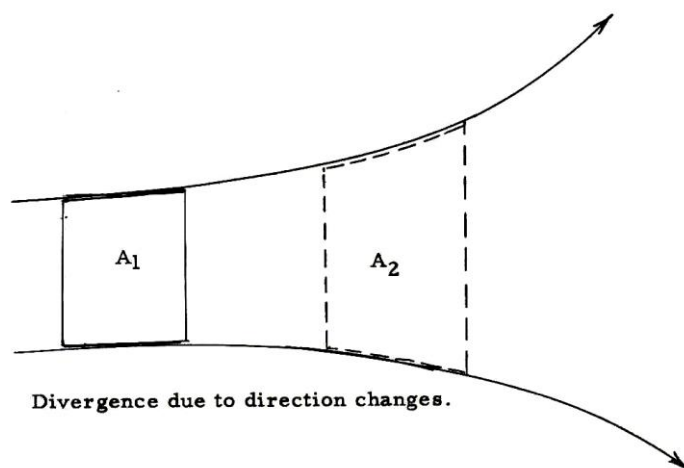
(7) ในระดับต่ำเป็นไคเวอร์เจนซ์ตามปกติมักเกิดร่วมกับการขยายตัวออกในแนวระนาบและการหดตัวลง (contraction) ในแนวตั้งซึ่งก่อให้เกิดการเคลื่อนที่ลงและอากาศแห้งรวมทั้งยับยั้งการเกิดเมฆ (รูปที่ 23 ข)



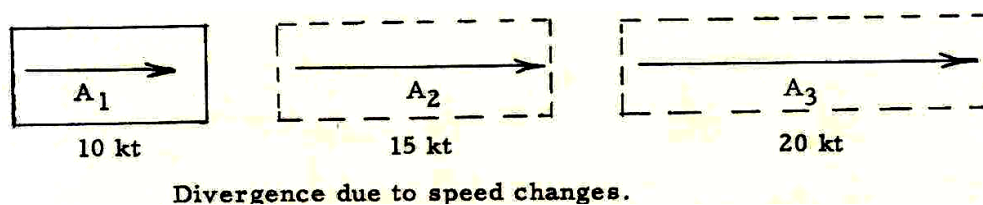
LOW LEVEL DIVERGENCE RESULTS IN DOWNWARD MOTIONS
AND VERTICAL SHRINKING.

รูปที่ 23 ข ไคเวอร์เจนซ์ในระดับต่ำ

(8) มีปัญหาในการประเมินเชิงคุณภาพ(qualitative)และ/หรือเชิงปริมาณของผลรวมสุทธิของไคเวอร์เจนซ์ (หรือคอนเวอร์เจนซ์)ในรูปแบบของลมที่ปรากฏ อากาศสามารถยืดออกหรือกระจายออกได้โดยทิศทาง (รูปที่ 24 ก) หรือด้วยความเร็ว (รูปที่ 24 ข) ซึ่งก่อให้เกิดผลรวมสุทธิของการยืดออกของอากาศในแนวระนาบ ในบทต่อไปจะได้แสดงให้เห็นแนวทางและการประเมินปริมาณของไคเวอร์เจนซ์ที่ปรากฏอยู่ในรูปแบบของลมที่เกิดขึ้นจริง



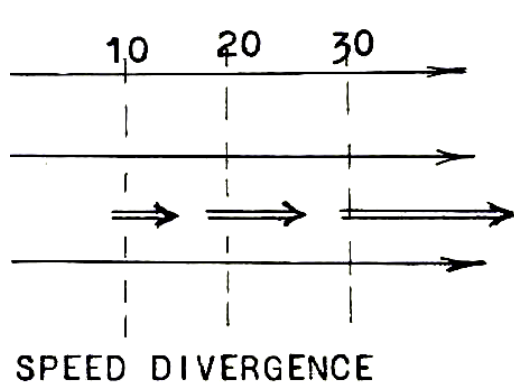
รูปที่ 24 ก ไตเวอร์เจนซ์เนื่องจากการเปลี่ยนทิศทาง



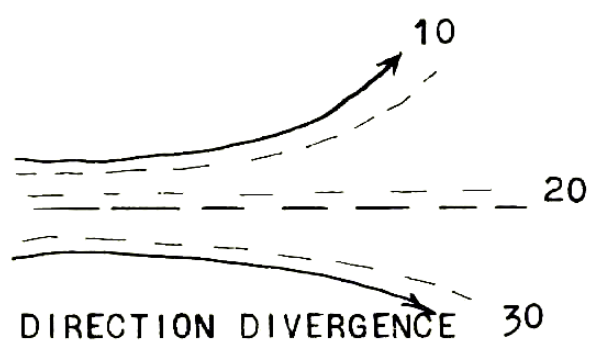
รูปที่ 24 ข ไตเวอร์เจนซ์เนื่องจากการเปลี่ยนความเร็ว

ค. ข้อควรจำ

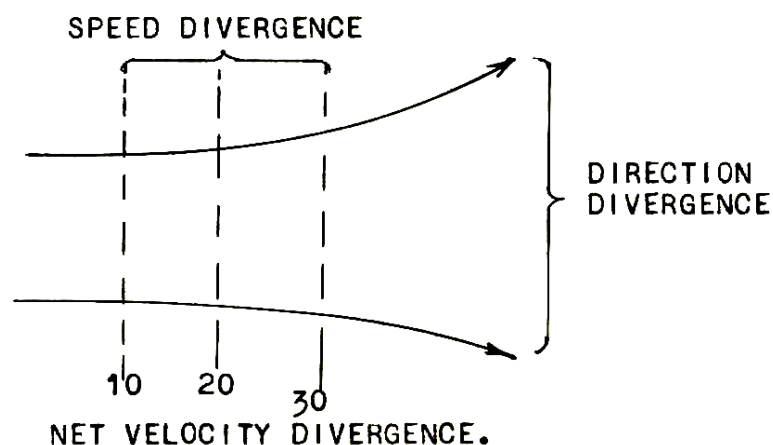
(1) ไตเวอร์เจนซ์ที่ปรากฏในการวิเคราะห์เส้นลายกระแสและความเร็วลมเท่าแสดงโดยความเร็วลมเพิ่มขึ้นตามแนวการเคลื่อนที่ของอากาศ การขยายกว้างออกของเส้นกระแสตัดกับแนวการเคลื่อนที่ของอากาศ หรือทั้งสองอย่างทีกล่ามาแล้วรวมกัน (รูปที่ 25 ก.)



รูปที่ 25 ก ไตเวอร์เจนซ์ความเร็ว



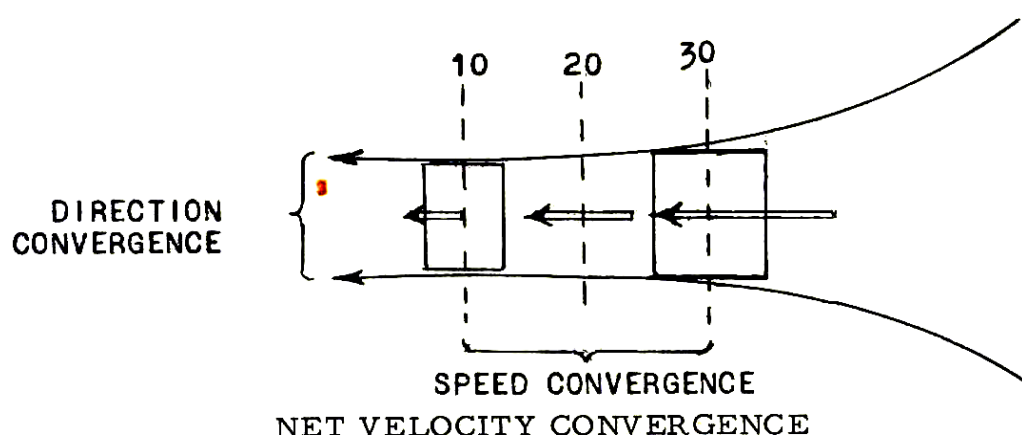
รูปที่ 25 ข ไตเวอร์เจนซ์ทิศทาง



รูปที่ 25 ค ความเร็วสุทธิของไดเวอร์เจนซ์

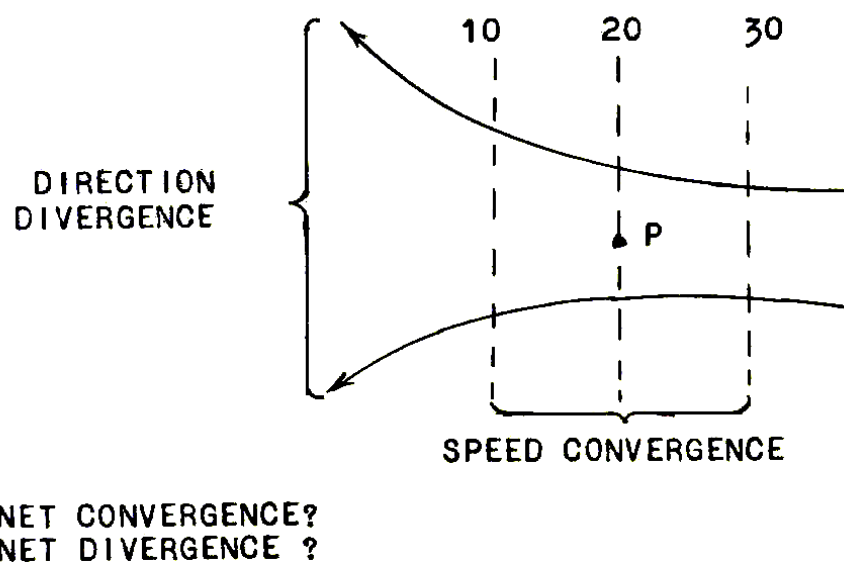
(2) เพื่อความมุ่งหมายของเรา เราจะเรียกผลกระทบเนื่องจากความเร็วซึ่งเป็นในกรณีแรกว่า ไดเวอร์เจนซ์ความเร็ว (Speed divergence) กรณีที่สองผลจากทิศทาง เรียกว่า ไดเวอร์เจนซ์ทิศทาง (direction divergence) ส่วนในการประมาณเชิงคุณภาพของค่าผลรวมสุทธิหรือผลรวมไดเวอร์เจนซ์ในบริเวณใกล้เคียงของจุดที่กำหนดนั้นต้องพิจารณาผลกระทบจากการกระทำของทั้งสองกรณี

(3) รูปที่ 26 คือรูปแบบของลมที่อธิบายถึงเวกเตอร์ลมที่เป็นคอนเวอร์เจนซ์ กล่าวคือ คอนเวอร์เจนซ์ความเร็ว (speed convergence) ร่วมกับคอนเวอร์เจนซ์ทิศทาง (direction convergence) ผลรวมสุทธิของอัตราเร็วที่ได้จะเป็นคอนเวอร์เจนซ์



รูปที่ 26 ความเร็วสุทธิของคอนเวอร์เจนซ์

(4) รูปที่ 27 แสดงรูปแบบรวมของคอนเวอร์เจนซ์ความเร็ว (speed convergence) กับไดเวอร์เจนซ์ทิศทาง (direction divergence) ขนาด (magnitude) ของผลกระทบแต่ละอันจำเป็นจะต้องทำการวัดเพื่อที่จะได้ทราบว่าผลรวมสุทธิของไดเวอร์เจนซ์ที่จุด P ว่าจะมีค่าลบหรือบวก



รูปที่ 27 รูปแบบผสมผสานระหว่างคอนเวอร์เจนซ์ความเร็วและไดเวอร์เจนซ์ทิศทาง

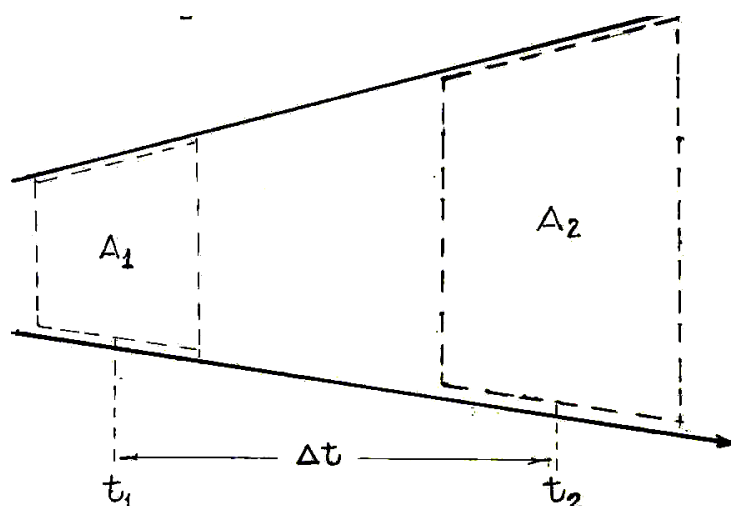
ง. การวัดค่า

(1) ในทางคณิตศาสตร์ไดเวอร์เจนซ์แสดงด้วยเปอร์เซ็นต์ของอัตราของการเปลี่ยนแปลงของพื้นที่ต่อเวลา (Percentage time rate of change of area) หรือการเปลี่ยนแปลงพื้นที่ต่อหน่วยพื้นที่ต่อเวลา (รูปที่ 28)

$$DIV_2 V = \frac{1}{A} \times \frac{\Delta A}{\Delta t}$$

$$= \frac{1}{A} \left[\frac{A_2 - A_1}{\Delta t} \right]$$

- 1) A_2 = พื้นที่เมื่อเปลี่ยนแปลงเรียบร้อยแล้ว
- 2) A_1 = พื้นที่ก่อนการเปลี่ยนแปลง
- 3) Δt = ช่วงเวลา(time interval)ที่วัดการเปลี่ยนแปลงของพื้นที่
- 4) สำหรับพื้นที่ขนาดเล็กของ $A = A_1$
- 5) สำหรับพื้นที่ที่ขนาดใหญ่กว่า (finite area) $A = \frac{A_2 + A_1}{2}$ หรือค่าเฉลี่ยพื้นที่ $\bar{A}$
- 6) $DIV_2 V$ = ไดเวอร์เจนซ์ในแนวระนาบ



$$\text{Div}_2 V = \frac{1}{A} \left[\frac{A_2 - A_1}{t_2 - t_1} \right]$$

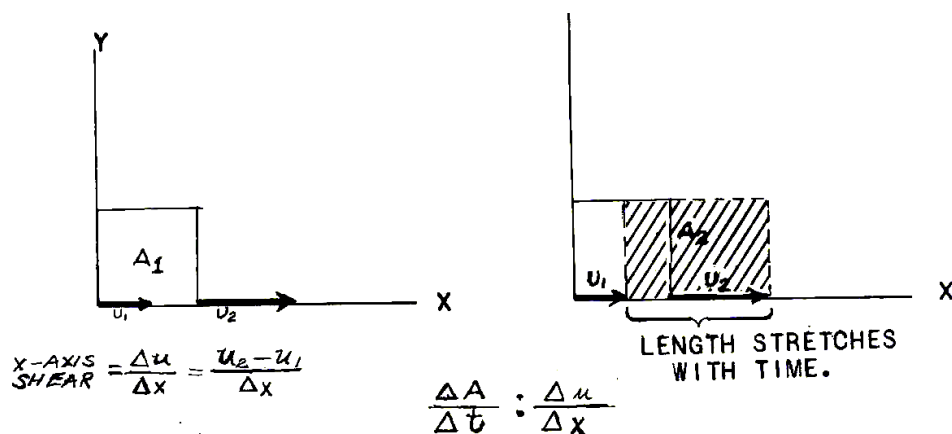
DIVERGENCE IS THE PERCENTAGE TIME RATE OF CHANGE OF AREA.

รูปที่ 28 ไดเวอร์เจนซ์

(2) จากหลักการพื้นฐานนิยามของการเปลี่ยนแปลงมิติในแนวระนาบต่อเวลา ไดเวอร์เจนซ์อาจแสดงการเปลี่ยนแปลงโดย finite increment (สูตรที่แสดงการเพิ่มขึ้นของฟังก์ชันในแง่ของค่าของอนุพันธ์ ณ จุดกึ่งกลาง) ดังนี้

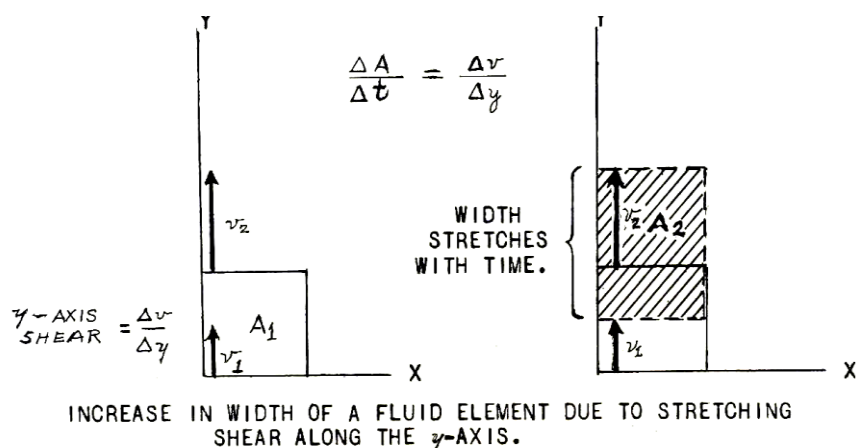
$$\text{DIV}_2 V = \frac{\Delta U}{\Delta X} + \frac{\Delta V}{\Delta Y}$$

$\frac{\Delta U}{\Delta X}$ แสดงการเพิ่มขึ้นขององค์ประกอบของ U ไปตามแกน X และ $\frac{\Delta V}{\Delta Y}$ แสดงการเพิ่มขึ้นขององค์ประกอบของ V ไปตามแกน Y รูปที่ 29 ก และ 29 ข แสดงผลจากเทอมทั้งสองที่ส่งผลต่อการยืดออกไปตามแกน X และ แกน Y และการเพิ่มพื้นที่ของของไหลต่อเวลา ภาพทางด้านขวาของกล่องสี่เหลี่ยมในรูป 29 ก จะเลื่อนออกไปไกลกว่าทางด้านซ้ายเป็นผลให้ความยาว(พื้นที่)ของกล่องสี่เหลี่ยมเพิ่มขึ้นเมื่อเวลาผ่านไป เช่นเดียวกับการเพิ่มขึ้นของความกว้าง(width)ที่แสดงในรูป 29 ข ผลรวมของไดเวอร์เจนซ์ในแนวระนาบคือผลรวมสุทธิ (net effect) ของผลบวก (sum) ของเชียร์ในแนวลองจิจูด(longitudinal shear)ของแกน X และแกน Y แสดงดังรูปที่ 30 ก ส่วนคอนเวอร์เจนซ์ในแนวระนาบ (ไดเวอร์เจนซ์ที่มีค่าเป็นลบ) แสดงดังรูปที่ 30 ข



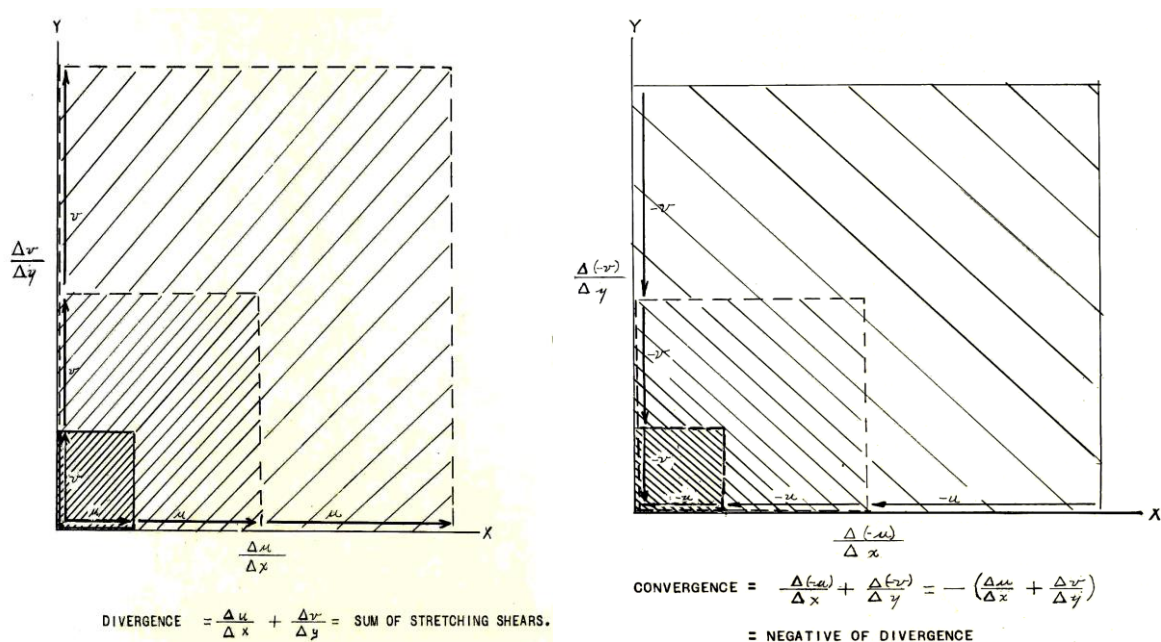
INCREASE IN LENGTH OF A FLUID ELEMENT DUE TO STRETCHING SHEAR ALONG THE x-AXIS.

รูปที่ 29 ก ความยาวของของไหลเพิ่มขึ้นเนื่องจากการยืดออกเนื่องจากเฉียรตามแกน X



INCREASE IN WIDTH OF A FLUID ELEMENT DUE TO STRETCHING SHEAR ALONG THE y-AXIS.

รูปที่ 29 ข ความกว้างของของไหลเพิ่มขึ้นเนื่องจากการยืดออกเนื่องจากเฉียรตามแกน Y



รูปที่ 30 ก ผลรวมไดเวอร์เจนซ์

รูปที่ 30 ข ผลรวมคอนเวอร์เจนซ์

(3) การวิเคราะห์หุ้มของเราไม่ได้อยู่ในรูปแบบขององค์ประกอบของ U-V ดังนั้นเราจึงต้องการสมการที่แสดงไดเวอร์เจนซ์ในระบบพิกัด natural (natural coordinate) หรือระบบแกน N-S ให้พิจารณาแบบของเส้นความเร็วลมเท่าและเส้นลายกระแสที่แสดงในรูปที่ 31 และให้เราตัดสินใจถึงสิ่งเกิดขึ้นว่ารูปแบบนี้มีคุณสมบัติของการวัด $DIV_2 V$ ณ จุดที่กำหนดให้ในสนามลมเป็นอย่างไร สำหรับขั้นตอนมีดังนี้

$$1) \quad \frac{V_2 - V_1}{\Delta S} = \frac{\Delta V}{\Delta S} \quad \text{วัดค่าไดเวอร์เจนซ์ของความเร็ว (Speed divergence) ที่ผ่านจุด}$$

P ซึ่งเราเรียกเทอมนี้ว่า การยืดออก (stretching term) ในสมการของเรา

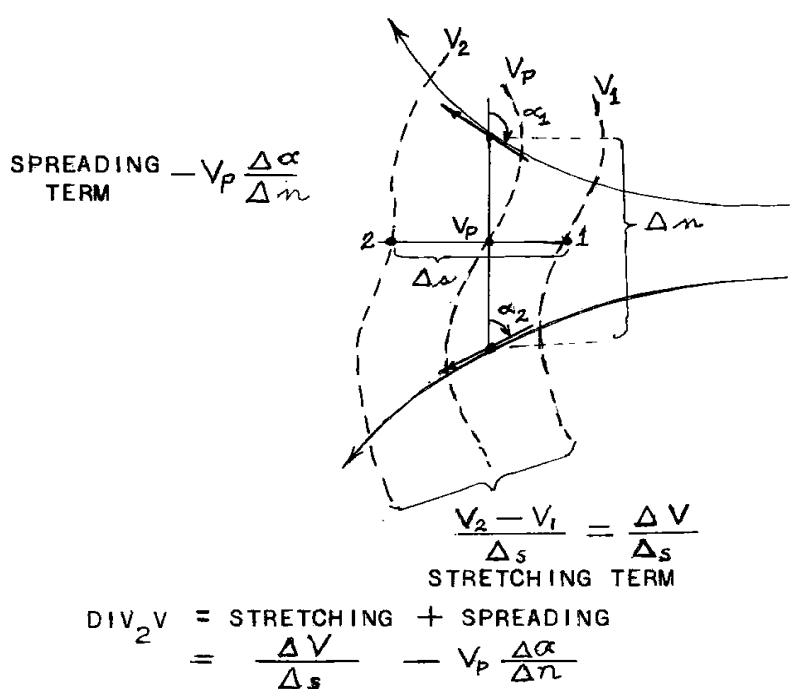
$$2) \quad -\frac{\alpha_2 - \alpha_1}{\Delta n} = -\frac{\Delta \alpha}{\Delta n} \quad \text{วัดค่าผลรวมของการกระจายออกของเส้นลายกระแส (เครื่องหมายลบ}$$

หมายถึงทิศทางลมลดลงตามแกน N เมื่อการกระจายออกของเส้นลายกระแสเป็นบวก (positive spreading)

$$3) \quad V_p \text{ คือ อัตราเร็ว (velocity) ที่จุด P และกำหนดอัตราเร็วของอากาศที่เคลื่อนผ่านจุด P}$$

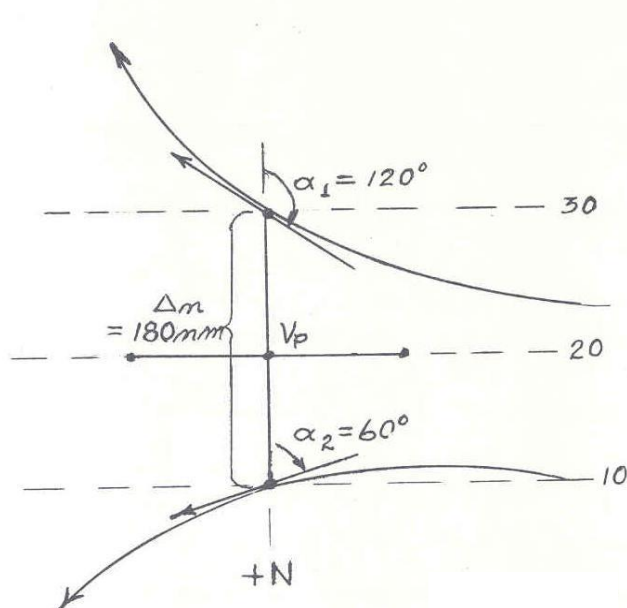
$$4) \quad -V_p - \frac{\Delta \alpha}{\Delta n} \quad \text{วัดอัตราการกระจายออกของเส้นลายกระแสที่ผ่านจุด P ระหว่างจุดสองจุดของ}$$

ตารางกริดบนแกน N ซึ่งเราเทอมนี้ว่า การกระจายออก (spreading term)



รูปที่ 31 ไดเวอร์เจนซ์ในระบบแกน N-S

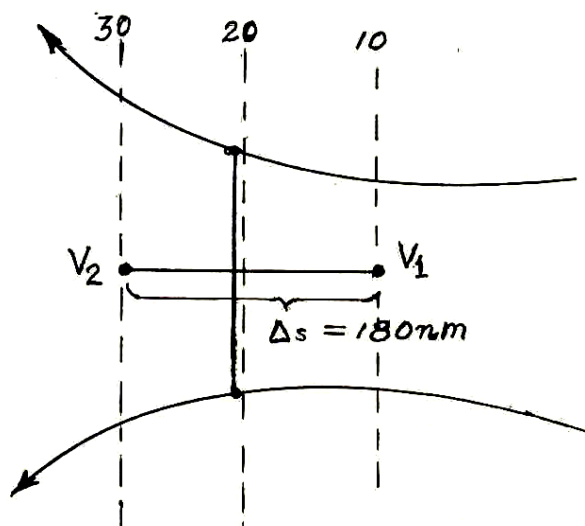
การวัดค่าไดเวอร์เจนซ์เนื่องจากเส้นลายกระแสแยกออกจากกัน



$$\begin{aligned}
 -v_p \frac{\Delta \alpha}{\Delta m} &= -V_p \left[\frac{\alpha_2 - \alpha_1}{\Delta m} \right] \left(\frac{\pi}{180} \right) \\
 &= -20 \left(\frac{60 - 120}{180} \right) \frac{\pi}{180} \\
 &= -20 \left(-\frac{60}{180} \right) 1 \times 10^{-4} \\
 &= +.12 \text{ hr}^{-1}
 \end{aligned}$$

รูปที่ 32 ก การวัดค่าไดเวอร์เจนซ์เนื่องจากเส้นลายกระแสแยกออกจากกัน

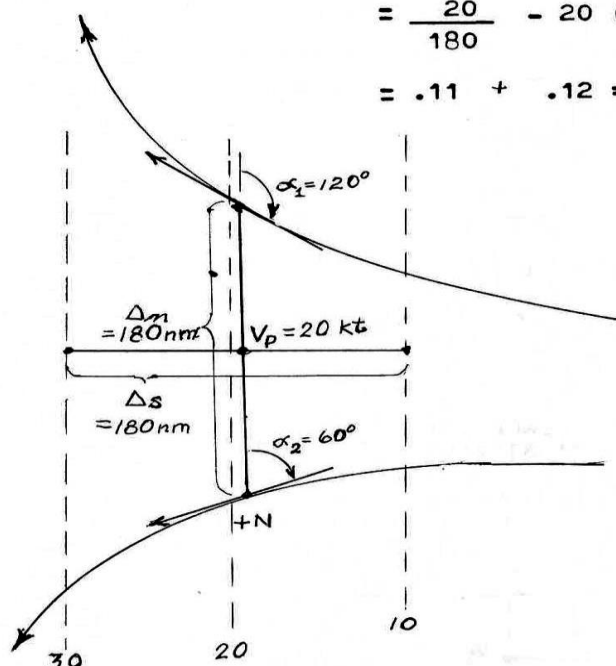
การวัดค่าไดเวอร์เจนซ์เนื่องจากเขี้ยวในแนวลองกitud (การยืดออกทางด้านปลายลม)



$$\frac{\Delta v}{\Delta s} = \frac{v_2 - v_1}{\Delta s} = \frac{30 - 10}{180} = \frac{20}{180} = .11 \text{ hr}^{-1}$$

รูปที่ 32 ข การวัดค่าไดเวอร์เจนซ์เนื่องจากเขี้ยวในแนวลองกitud

$$\begin{aligned}
 \text{DIV}_2 V &= \frac{\Delta V}{\Delta s} - v_p \frac{\Delta \alpha}{\Delta n} \\
 &= \frac{30 - 10}{180} - 20 \left(\frac{60^\circ - 120^\circ}{180} \right) \frac{\pi}{180} \\
 &= \frac{20}{180} - 20 (-60) 1 \times 10^{-4} \\
 &= .11 + .12 = .23 \text{ hr}^{-1}
 \end{aligned}$$



รูปที่ 32 ค การวัดค่าไดเวอร์เจนซ์เนื่องจากทิศทางและความเร็วในระบบแกน N-S

(4) รูปที่ 32 ก แสดงการวัดค่าในเทอมของการกระจาย (spreading term) ส่วนรูปที่ 32 ข แสดงการวัดค่าในเทอมของการยืดออก (stretching term) และในรูปที่ 32 ค. แสดงการวัดค่าผลรวมสุทธิของไดเวอร์เจนซ์ ณ จุด P

(5) จากความสัมพันธ์ที่กล่าวมาแล้วทำให้เราได้กฎ (rule) ในการประเมินค่าไดเวอร์เจนซ์ ดังนี้

- 1) มีการเกิดไดเวอร์เจนซ์ในแนวระนาบถ้าหากเส้นลายกระแสกระจายออกและความเร็วลมเพิ่มขึ้นทางด้านปลายลมตามทิศทางการเคลื่อนที่
- 2) มีการเกิดคอนเวอร์เจนซ์ในแนวระนาบถ้าเส้นลายกระแสเข้าหากันและความเร็วลมลดลงทางด้านปลายลมตามทิศทางการเคลื่อนที่

5. การเปลี่ยนรูป (Deformation)

ก. นิยาม

(1) Deformation คือ การวัดเปอร์เซ็นต์ของอัตราเวลาของการเปลี่ยนแปลงรูปร่าง (percentage time rate of change of shape) ของของไหล (fluid parcel) ก่อนอากาศที่ตกอยู่ภายใต้อิทธิพลของการเปลี่ยนรูป (deformation) จะไม่มีการหมุนหรือเปลี่ยนแปลงพื้นที่

(2) ในกรณีของไดเวอร์เจนซ์ การเปลี่ยนรูป (deformation) เป็นผลมาจากการเปลี่ยนรูปของการเชียร์ตามขวาง (transverse shearing deformation) หรือจากการเปลี่ยนรูปของการเชียร์ในแนวลองกิจูด (longitudinal shear) ในรูปที่ 33 ก. และ 33 ข. แสดงการเปลี่ยนรูปแบบเชียร์ (shearing deformation) และการเปลี่ยนรูปแบบการยืดออก (stretching deformation) ตามลำดับ

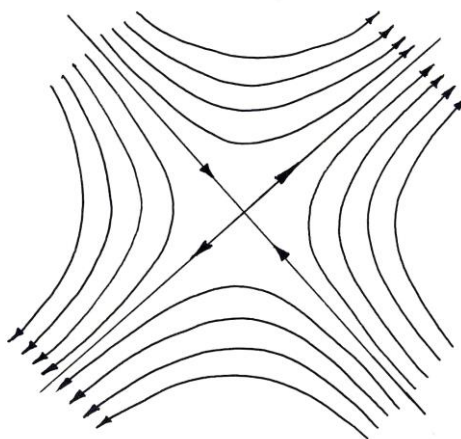
ข. ผลในทางฟิสิกส์

(1) การเปลี่ยนรูป(deformation) อาจเป็นสิ่งที่บ่งชี้อันดับแรกว่าอากาศมีการเริ่มต้นที่จะเปลี่ยนเป็นไต้เวอร์เจนซ์และหรือกำลังจะเริ่มหมุน(rotate) การเปลี่ยนรูปแบบเฉียร์(shearing deformation)นั้นสามารถนำไปสู่การหมุนได้ ในขณะที่การเปลี่ยนรูปแบบการยืดออก(stretching deformation)จะได้ผลลัพธ์เป็นไต้เวอร์เจนซ์

(2) การเปลี่ยนรูป (deformation) เป็นปัจจัยที่มีส่วนทำให้เกิดการก่อตัวและสลายตัวของแนวปะทะอากาศ แต่ในเขตร้อนซึ่งเป็นบริเวณที่มีความชันของอุณหภูมิและความกดอากาศแตกต่างกันน้อย ดังนั้นบริเวณของการเปลี่ยนรูป(deformation)จึงเป็นพื้นที่ของการสะสมเพิ่มขึ้นหรือการพร่องลง (accumulations or depletions) ของคุณสมบัติของอากาศ ร่องความกดอากาศต่ำในละติจูดกลาง(mid latitude troughs) และแนวปะทะอากาศเคลื่อนตัวสู่เขตร้อนได้โดยกระแสลมตะวันตก(westerly flow) จะเปลี่ยนรูปเมื่อเข้าสู่กระแสลมตะวันออก (easterly flow) ในเขตร้อน ผลลัพธ์สุทธิที่ได้คือ shear line และพื้นที่ที่เรียกว่า จุดเป็นกลาง (neutral point หรือ col หรือ hyperbolic point) (รูปที่ 34)

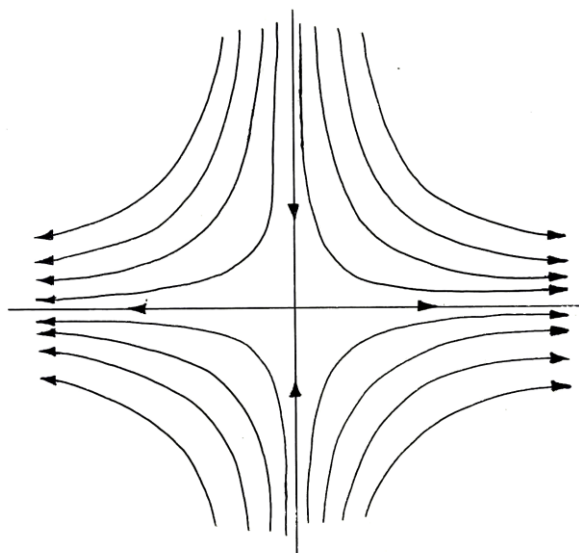
(3) จุดเป็นกลาง (neutral point)และ shear lines โดยทั่วไปจะไม่เกี่ยวข้องกับสภาพอากาศที่สำคัญ ถ้าไม่ไปเกิดร่วมกับคอนเวอร์เจนซ์ในระดับต่ำที่มีความแรงอย่างเหมาะสม คอนเวอร์เจนซ์ถูกทำให้แรงขึ้นและไต้เวอร์เจนซ์ถูกทำให้ความแรงลดลงโดยการเปลี่ยนรูปในลักษณะการอัดตัว (contraction) เป็นที่ทราบกันดีว่าโดยปกติพื้นที่ของคอนเวอร์เจนซ์และการหดตัวในแนวระนาบเป็นไปในทางเดียวกัน ดังนั้นผลกระทบจากการเปลี่ยนรูปและผลกระทบจากไต้เวอร์เจนซ์ตามปกติเกิดขึ้นพร้อมกัน (in phase)

(4) รูปที่ 35 แสดงการที่ของไหลตกอยู่ภายใต้อิทธิพลของการเปลี่ยนรูปแต่ไม่เปลี่ยนพื้นที่หรือไม่เกิดการหมุนในสนามของการเปลี่ยนรูปสมบูรณ์ (pure deformation)



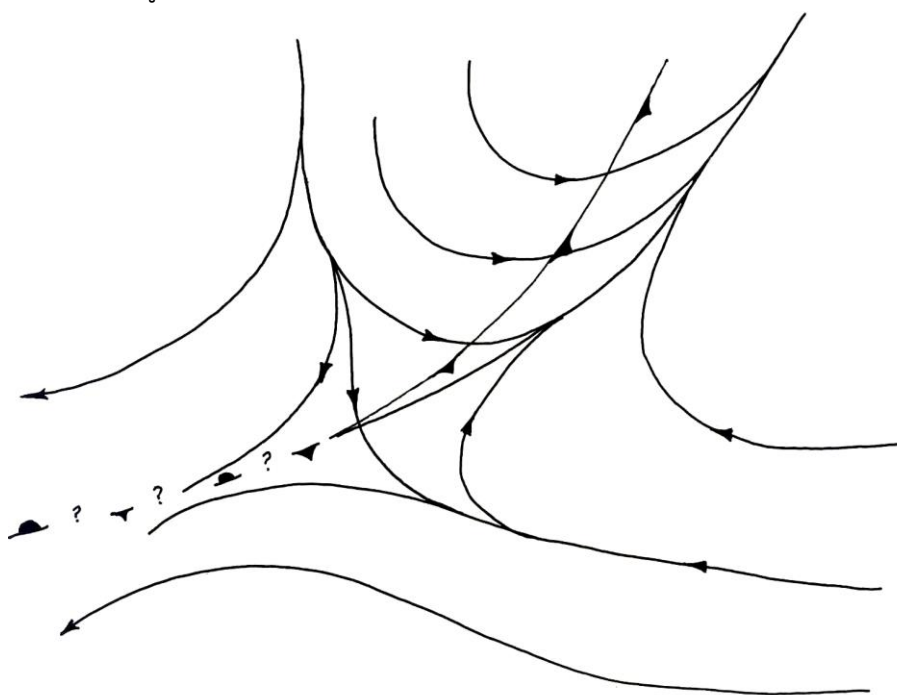
Shearing Deformation

รูปที่ 33 ก Deformation ที่เกิดจากอาการเฉียร์



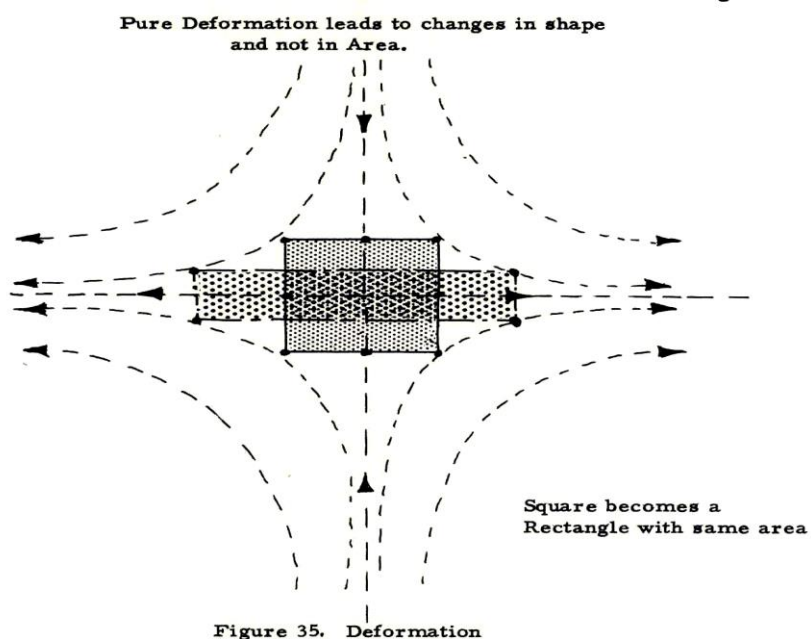
Stretching Deformation

รูปที่ 33 ข Deformation ที่เกิดจากการยืดตัวของของไหล



Deformation of the Polar Front

รูปที่ 34 Deformation ที่เกิดกับ Polar Front



รูปที่ 35 พื้นที่เปลี่ยนรูปร่างแต่ขนาดของพื้นที่เท่าเดิม

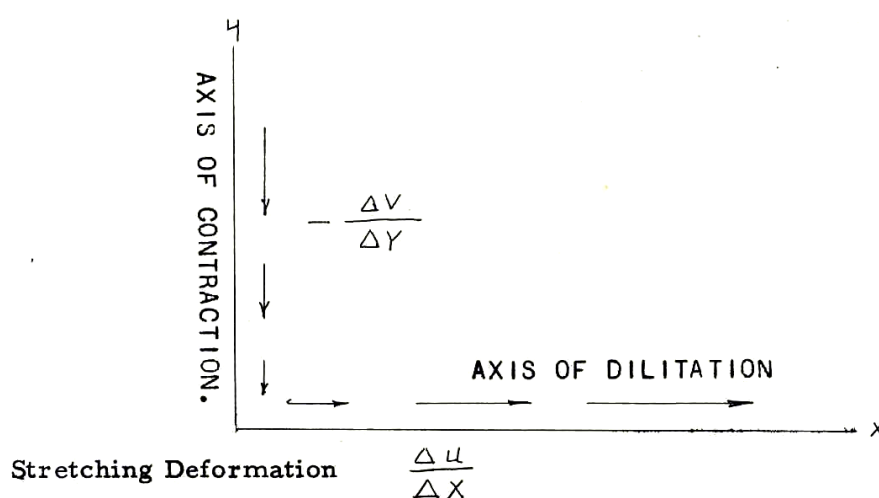
ค. การวัด

(1) การวัดปริมาณการเปลี่ยนรูปมีความสำคัญน้อยกว่าการวัดค่าไดเวอร์เจนซ์หรือคอนเวอร์เจนซ์ สมการที่นำมาใช้ในการคำนวณ ณ ที่นี้เพื่อใช้เป็นข้ออ้างอิงเท่านั้น

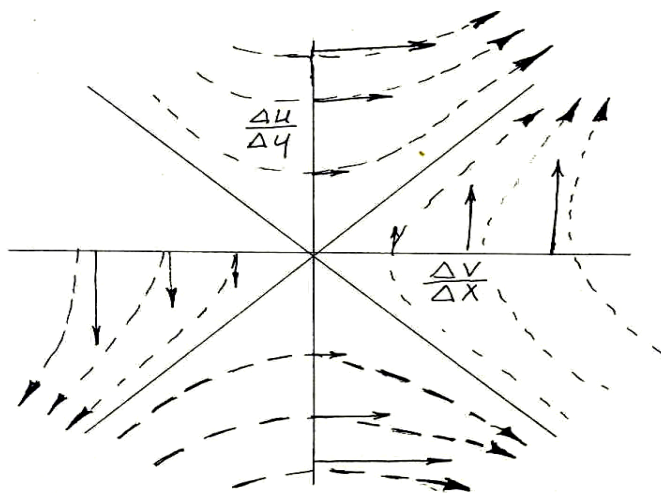
(2) การเปลี่ยนรูปแบบการยืดออก (stretching deformation) (Def_s) เป็นการวัดค่าในพิกัด cartesian (แกน X - Y) เขียนสมการได้ดังนี้

$$Def_s = \frac{\Delta U}{\Delta X} - \frac{\Delta V}{\Delta Y}$$

ในรูปที่ 36 ก. แสดงการวัดค่าโดยที่แกน X เรียกว่า แกนยืดออก(dilatation axis) และแกน Y เรียกว่า แกนย่อลง (contraction axis)



รูปที่ 36 ก Deformation ที่เกิดจากการยืดตัวออกของของไหล



Shearing Deformation

รูปที่ 36 ข แสดงการวัด Deformation ที่เกิดจากการ Shear

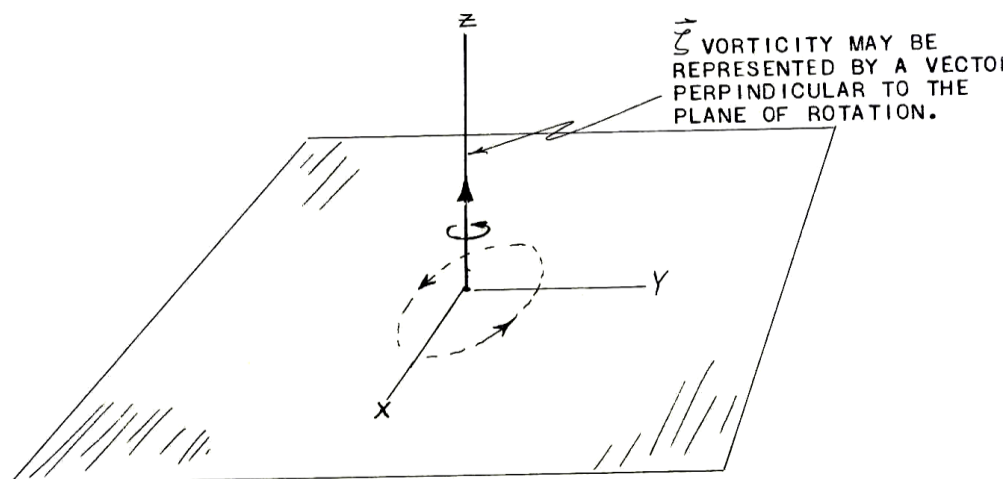
(3) ในรูปที่ 36 ข. แสดงการวัดการเปลี่ยนรูปแบบเชียร์ (shearing deformation) (Def_{sh}) เขียนสมการได้ดังนี้

$$DEF_{SH} = \frac{\Delta V}{\Delta X} + \frac{\Delta U}{\Delta Y}$$

6. วอร์ติซิตี (Vorticity)

ก. นิยาม

(1) วอร์ติซิตี (ζ) คือการวัดค่าการปั่น (spin) หรือการหมุนรอบแกน (rotation) ของอากาศ ในที่นี้เราจะพิจารณาเฉพาะการหมุนในแนวระนาบ (horizontal plan) ที่เกี่ยวข้องกับแกนในแนวตั้งเท่านั้น หรืออาจพูดเฉพาะเจาะจงได้ว่าเป็นองค์ประกอบของวอร์ติซิตีในแนวตั้ง (vertical component of vorticity) รูปที่ 37 แสดงเวกเตอร์ที่เป็นตัวแทนองค์ประกอบของวอร์ติซิตีในแนวตั้ง เมื่อนำเอาแนวคิดของการหมุนรอบแกนของอากาศมาประยุกต์ใช้กับระบบพิกัด (coordinate system) ของการหมุนของโลกก็จะหมายถึงการเคลื่อนที่ที่สัมพันธ์กับโลก (relative to the earth) การหมุนของอากาศที่เกี่ยวข้องกับโลก ณ จุดหนึ่ง เรียกว่า วอร์ติซิตีสัมพัทธ์ (relative vorticity) ถ้าการเคลื่อนที่ ณ บริเวณจุดนั้นถูกมองจากจุดใดจุดหนึ่งในอวกาศที่ห่างออกไปจากโลก วอร์ติซิตีอันเนื่องมาจากการหมุนของโลก (earth's vorticity) ที่เข้าไปเกี่ยวข้องกับแนวตั้งของการหมุน ณ จุดนั้นจำเป็นต้องนำมาพิจารณาร่วมด้วย เมื่อนำเอาวอร์ติซิตีของโลก (earth's vorticity) มารวมกับวอร์ติซิตีสัมพัทธ์ (relative vorticity) เรียกว่า วอร์ติซิตีสมบูรณ์ (Absolute vorticity) ดังนั้นเมื่อกล่าวถึงวอร์ติซิตีจะหมายถึงวอร์ติซิตีสัมพัทธ์ เว้นแต่จะกล่าวไว้เป็นอย่างอื่น

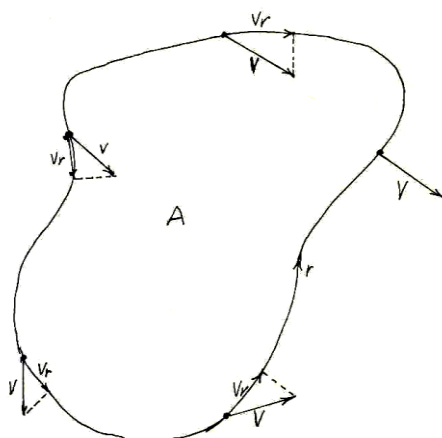


VORTICITY IS A MEASURE OF ROTATION
IN THE HORIZONTAL PLANE ABOUT A
VERTICAL AXIS.

รูปที่ 37 วอร์ติซิตีคือการวัดการหมุนในแนวนอนรอบแกนตั้ง

(2) ในความหมายหรือเครื่องหมายของวอร์ติซิตีมีนัยเช่นเดียวกับที่นิยามให้กับความโค้ง กล่าวคือ วอร์ติซิตีที่มีเครื่องหมายบวกคือการหมุนรอบแกนของอากาศแบบไซโคลน และเครื่องหมายลบคือการหมุนรอบแกนของอากาศแบบแอนติไซโคลน ในที่นี้หากมิได้กล่าวไว้เป็นอย่างอื่นเราจะหมายถึงการหมุนที่เกิดขึ้นในซีกโลกเหนือเท่านั้น

(3) วอร์ติซิตีอาจกำหนดให้อยู่ในความหมายของคำว่า การหมุนเวียน (circulation) ก็ได้ การหมุนเวียนคือการวัดค่าปริมาณการเคลื่อนที่ที่มีทิศทางไปตามส่วนโค้งใด ๆ ที่เป็นวงปิดในแนวระนาบ ผลรวมขององค์ประกอบของลมที่มีทิศทางโดยรอบส่วนโค้งที่เป็นวงปิดคูณด้วยความยาวก็คือการหมุนเวียนโดยรอบส่วนโค้งนั้น รูปที่ 38 แสดงถึงแนวคิดที่กล่าวมาแล้วข้างต้น



Circulation is a measure
of the amount of motion
directed along and around
any closed curve.

Circulation = Sum of the wind components directed along a closed curve times the length of that curve.

$$C = \oint \mathbf{v}_r \cdot \Delta \mathbf{r}$$

รูปที่ 38 การหมุนเวียน (circulation)

การหมุนเวียน (circulation) = ผลรวมขององค์ประกอบของลมที่มีทิศทางไปตามส่วนโค้งที่เป็นวงปิดกันคูณด้วยความยาวของส่วนโค้งนั้น สมการเขียนได้ดังนี้

$$C = \oint V_r \cdot \Delta_r$$

โดยที่

C = Circulation

V_r = องค์ประกอบของอัตราเร็ว (component of the velocity) ของ V ที่มีทิศทางตามแนวส่วนโค้งที่เป็นวงปิด

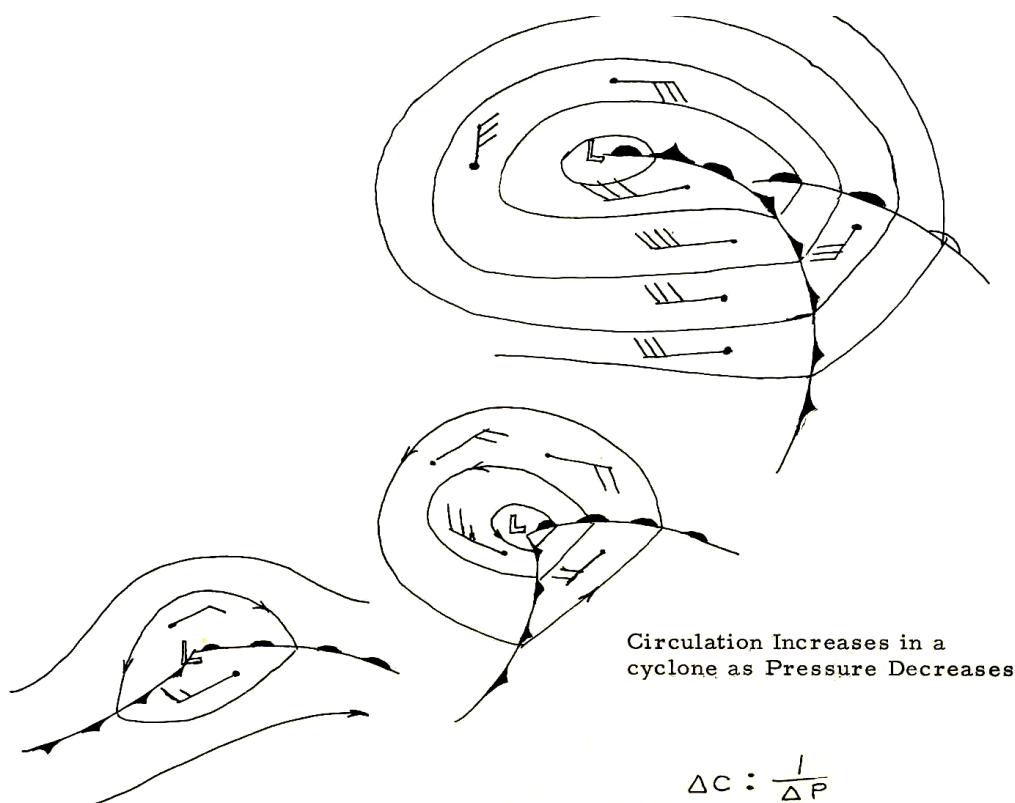
Δ_r = ความยาวตามแนวของส่วนโค้งที่เป็นวงปิด

$\oint$ = ผลรวม (summation) หรือ integration ของส่วนโค้งที่เป็นวงปิด

อัตราส่วนของระหว่างการหมุนเวียน (circulation) โดยรอบส่วนโค้งที่เป็นวงปิดในรูปที่ 38 ต่อพื้นที่ที่ถูกล้อมรอบโดยส่วนโค้งที่เป็นวงปิดนั้น กำหนดให้เป็นวอร์ติซิตีของพื้นที่ A ถ้าพื้นที่ที่เลือกมีขนาดเล็กมาก วอร์ติซิตีสัมพัทธ์สามารถที่จะกำหนดให้เป็นการหมุนเวียนต่อหนึ่งหน่วยพื้นที่ได้

$$\zeta = \frac{C}{A} = \oint \frac{V_r \Delta_r}{A}$$

(4) เรานำแนวคิดที่ว่า การหมุนเวียนแรงเพิ่มขึ้นมาใช้ เมื่อเราต้องการกล่าวถึงระบบความกดอากาศต่ำนั้นว่า “การลึกลง (deepening)” กล่าวคือเป็นการลดต่ำลงของศูนย์กลางความกดอากาศที่เกิดพร้อมกับองค์ประกอบของลมที่มีทิศทางไปตามแนวการเคลื่อนที่ของการหมุนเวียนที่เกี่ยวข้องกับความกดอากาศต่ำนั้นเพิ่มขึ้น (การหมุนเวียนแรงขึ้นทำให้หย่อมความกดอากาศต่ำมีกำลังแรงขึ้น) นอกจากนี้มักจะปรากฏว่ามีการเพิ่มขึ้นของพื้นที่ที่ถูกปกคลุมโดยลมที่เคลื่อนที่แบบไซโคลน ในขณะที่ศูนย์กลางความกดอากาศต่ำลดลงด้วย การหมุนเวียนของอากาศเกี่ยวเนื่องกับศูนย์กลางความกดอากาศต่ำก็คือการวัดพื้นที่ของการหมุนรอบแกน (rotation) ดังนั้น การหมุนเวียนต่อหน่วยพื้นที่ และวอร์ติซิตีก็เป็นจุดมุ่งหมายเดียวกันคือการวัดค่าการหมุนรอบแกนนั่นเอง (รูปที่ 39)



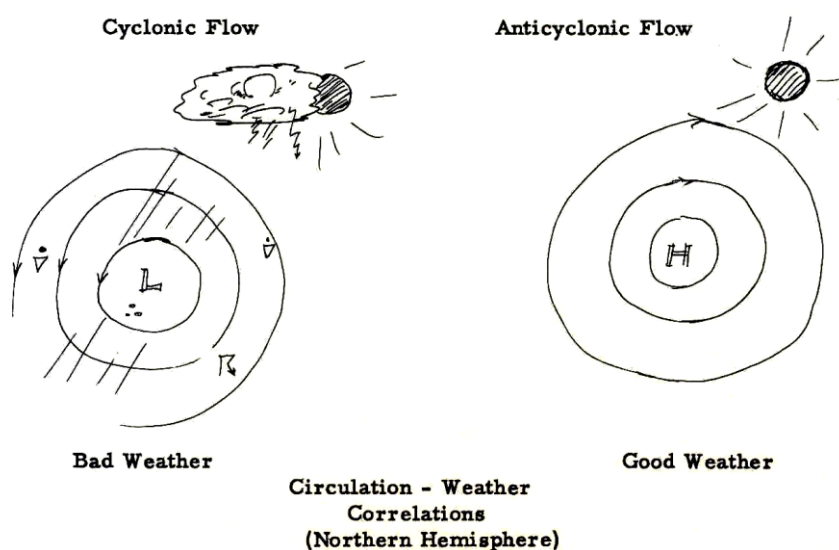
รูปที่ 39 ความสัมพันธ์ของการหมุนเวียนและความกดอากาศ

ข. ผลในทางฟิสิกส์

(1) ความสัมพันธ์ระหว่างการเปลี่ยนแปลงวอร์ติซิตีกับการเปลี่ยนแปลงความกดอากาศเป็นอัตราส่วนกลับซึ่งกันและกัน การลึกลง (deepening) ของระบบความกดอากาศต่ำ (ศูนย์กลางความกดอากาศลดลง = ความกดอากาศต่ำแรงขึ้น) เกิดรวมกับการเพิ่มขึ้นของวอร์ติซิตีที่เป็นค่าบวก ในทางตรงกันข้ามจะเป็นจริงเมื่อเรากล่าวถึง การเพิ่มขึ้น (building) ของระบบความกดอากาศสูง (ศูนย์กลางความกดอากาศเพิ่มขึ้น = ความกดอากาศสูงแรงขึ้น) ในเขตร้อน ความแตกต่างของความกดอากาศในสนามความกดอากาศ (pressure field) ค่อนข้างน้อยจึงไม่ตอบสนองต่อการเปลี่ยนแปลงการหมุนเวียนของลมได้อย่างรวดเร็วเท่ากับที่เกิดขึ้นในเขตละติจูดกลาง วอร์ติซิตีของรูปแบบการหมุนวน (vortex pattern) เป็นการวัดค่าการหมุนเวียนหรือความรุนแรงของระบบได้ดีกว่าความกดอากาศที่ศูนย์กลางหรือจำนวนของเส้นความกดอากาศเท่าที่เป็นวงปิด ความสัมพันธ์ระหว่างเส้นความกดอากาศเท่าที่เป็นวงปิดและ/หรือการลดลงของความกดอากาศบริเวณศูนย์กลางไม่สามารถนำมาใช้วัดความรุนแรงของไซโคลนได้โดยตรง รวมทั้งความเป็นไปได้ที่ก่อให้เกิดสภาพอากาศในเขตร้อน (นอกเหนือจากไต้ฝุ่นที่อยู่ในชั้นเจริญเติบโตหรือเติบโตเต็มที่)

(2) เป็นที่ทราบกันดีว่าความสัมพันธ์ของการเคลื่อนที่แบบไซโคลนอนุมานได้ว่าสภาพอากาศไม่ดีและการเคลื่อนที่แบบแอนตี้ไซโคลนอนุมานได้เช่นกันว่าอากาศดีซึ่งนำมาใช้โดยทั่วไปกับบริเวณที่มีค่าวอร์ติซิตีที่เป็นค่าบวกและค่าลบ การวัดค่าวอร์ติซิตีทำให้เราได้ทราบค่าตัวเลขหรือวิธีการได้ซึ่งคำตอบที่ตั้งอยู่บนพื้นฐานของคำถามเหล่านี้

- 1) บริเวณใดของการเคลื่อนที่แบบไซโคลนที่ควรจะมีสภาพอากาศ
- 2) ความแรงของการเคลื่อนที่แบบไซโคลนเพียงใดที่จำเป็นต่อการเกิดสภาพอากาศไม่ดี
- 3) การหมุนเวียนแบบไซโคลนจะเพิ่มขึ้นหรือลดลงเมื่อเวลาผ่านไป



รูปที่ 40 ความสัมพันธ์ของอาการหมุนของลมกับสภาพอากาศ (ในซีกโลกเหนือ)

(3) ในบทถัดไปเราจะได้เรียนรู้ถึงความสำคัญของความสัมพันธ์ระหว่างการเปลี่ยนแปลงวอร์ติซิตีไดเวอร์เจนซ์และการเคลื่อนที่ในแนวตั้ง ซึ่งความสัมพันธ์ระหว่างการเปลี่ยนแปลงวอร์ติซิตีกับการเคลื่อนที่ในแนวตั้งเป็นผลทางฟิสิกส์ที่สำคัญที่สุดที่เกี่ยวข้องกับคุณสมบัติของสนามลม

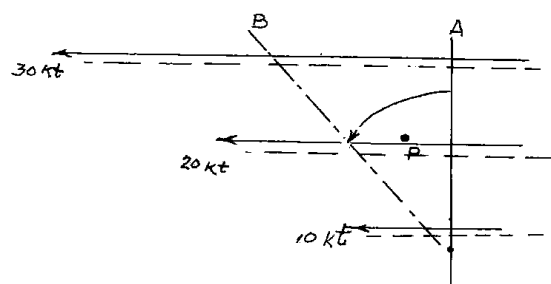
ค. ข้อควรจำ

(1) วอร์ติซิตีปรากฏอยู่ในรูปแบบของลม (wind pattern) มีสาเหตุมาจากเฉื่อยในทางขวาง (transverse shear) (รูปที่ 41 ก.) หรือไม่ก็การเคลื่อนที่ที่เป็นแนวโค้ง (curvature of flow) (รูปที่ 41 ข.) หรือรวมกันทั้งสองรูปแบบ

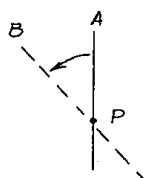
(2) รูปที่ 41 ก. แสดงการหมุน (rotation) ที่มีค่าเป็นบวกรอบจุด P เนื่องจากเฉื่อยทางขวางแบบไซโคลน (transverse cyclonic shear) ถ้านำกึ่งไม้ไผ่ลงไปใน การเคลื่อนที่แบบนี้ กึ่งไม้จะปั่นหรือหมุนแบบไซโคลนรอบแกนในแนวตั้งทั้งนี้เนื่องจากความแตกต่างของความเร็วในทางขวางนั่นเอง

(3) วอร์ติซิตีเนื่องจากความโค้งนั้นเป็นที่ทราบกันดีก่อนหน้านี้แล้วว่า เนื่องจากการหมุนรอบแกน (rotation) หมายถึงความโค้งหรือการเคลื่อนที่แบบหมุน (rotating motion) รูปที่ 41 ข. แสดงให้เห็นว่าหากนำกึ่งไม้ไผ่เข้าไปในการไหลที่เป็นส่วนโค้งนี้จะสังเกตเห็นความสัมพันธ์ของกึ่งไม้ที่จะเคลื่อนที่หมุนรอบแกนในแนวตั้งในขณะที่เคลื่อนที่จากจุด A ไปจุด B โดยผ่านจุด P

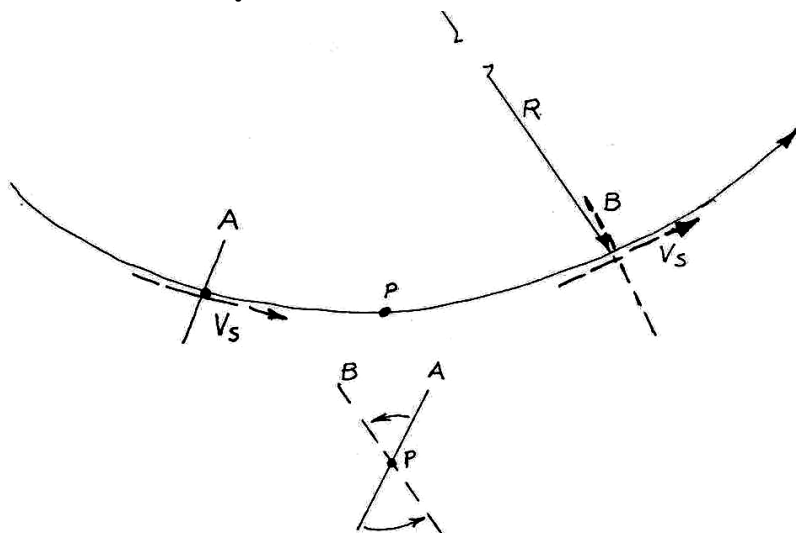
(4) รูปที่ 41 ค. แสดงรูปแบบของลมในลักษณะเฉื่อยแบบไซโคลน (cyclonic shear) และความโค้ง ซึ่งเป็นสาเหตุของวอร์ติซิตีที่มีค่าเป็นค่าบวก ณ จุดที่กำหนดภายในการเคลื่อนที่ (จุด P)



Vorticity Due to Shear

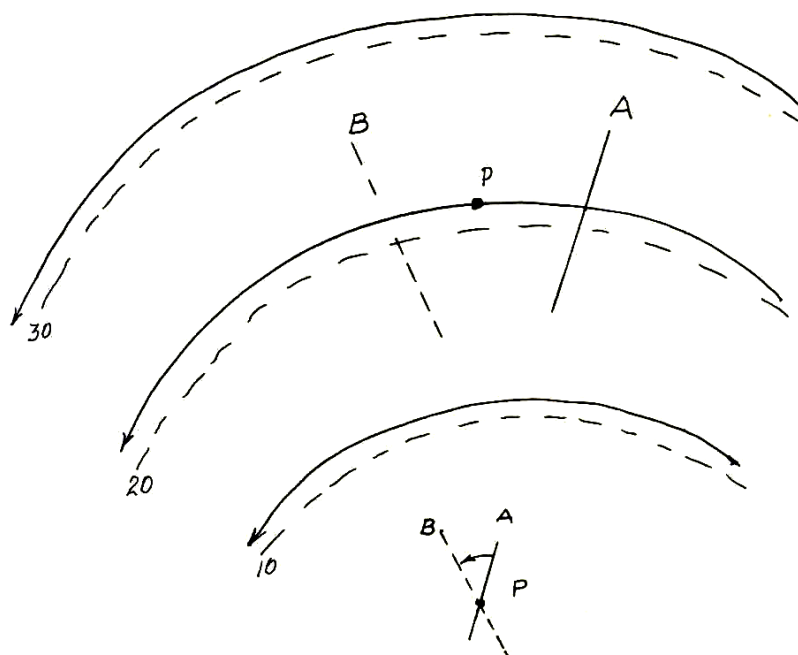


รูปที่ 41 ก วอดิตีตี้ที่เกิดจากเชียร์



Vorticity Due to Curvature

รูปที่ 41 ข วอดิตีตี้ที่เกิดจากความโค้ง

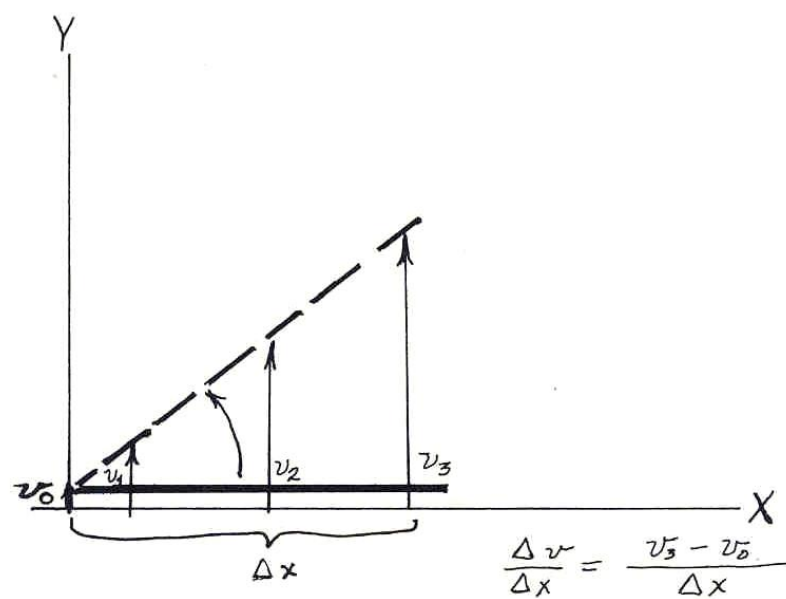


Vorticity due to shear & curvature

รูปที่ 41 ค วอติซิตีอันเนื่องจากเชียร์และความโค้ง

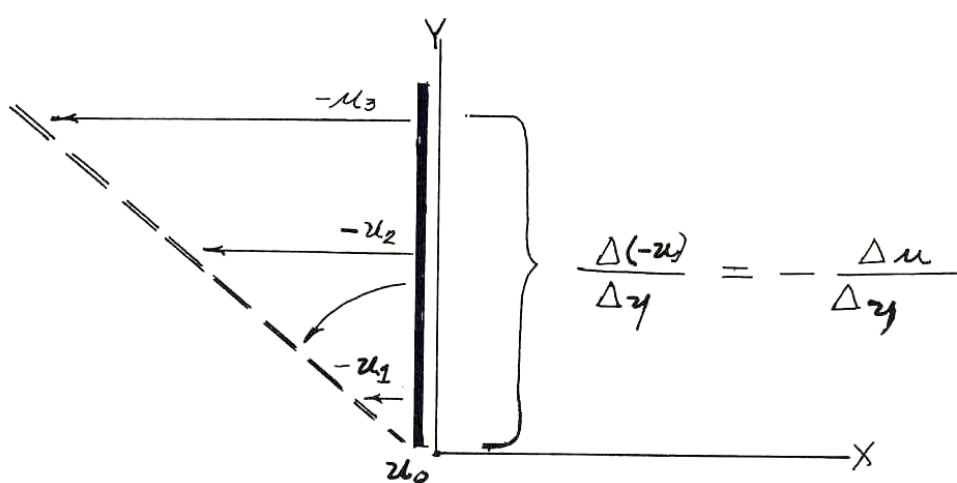
ง. การวัดค่า

(1) วอติซิตีในพิกัดคาร์ทีเซียน (cartesian coordinate) (ระบบแกน X-Y) คือผลรวมของเชียร์ในทางขวาง (transverse shear) ในส่วนขององค์ประกอบของ U (U-component) บวกกับเชียร์ในทางขวาง (transverse shear) ในส่วนขององค์ประกอบของ V (V-component) รูปที่ 42 ก แสดงการเปลี่ยนแปลงในส่วนขององค์ประกอบของ V ตามแกน X ก่อให้เกิดการหมุน (rotation) รอบจุดกำเนิด (origin) รูปที่ 42 ข แสดงการกระจายในส่วนขององค์ประกอบ Y ก่อให้เกิดเชียร์และทำให้เกิดการหมุนรอบจุดกำเนิดเช่นกัน รูปที่ 43 ค. แสดงให้เห็นผลของเชียร์ทั้งสองรูปแบบที่กล่าวมาแล้วและการวัดค่าวอติซิตีในพิกัดคาร์ทีเซียนอันเป็นผลลัพธ์ของเชียร์ทั้งสองแกนอันส่งผลทำให้เกิดการหมุนรอบจุดกำเนิด



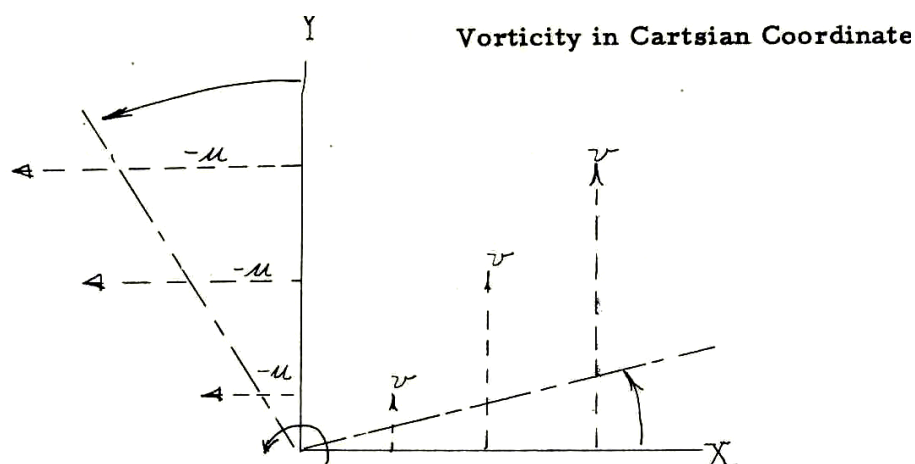
Rotation shear on the x-axis

รูปที่ 42 ก เชียร์ที่ก่อให้เกิดการหมุนตามแกน X



Rotation shear on the y-axis

รูปที่ 42 ข เชียร์ที่ก่อให้เกิดการหมุนตามแกน Y



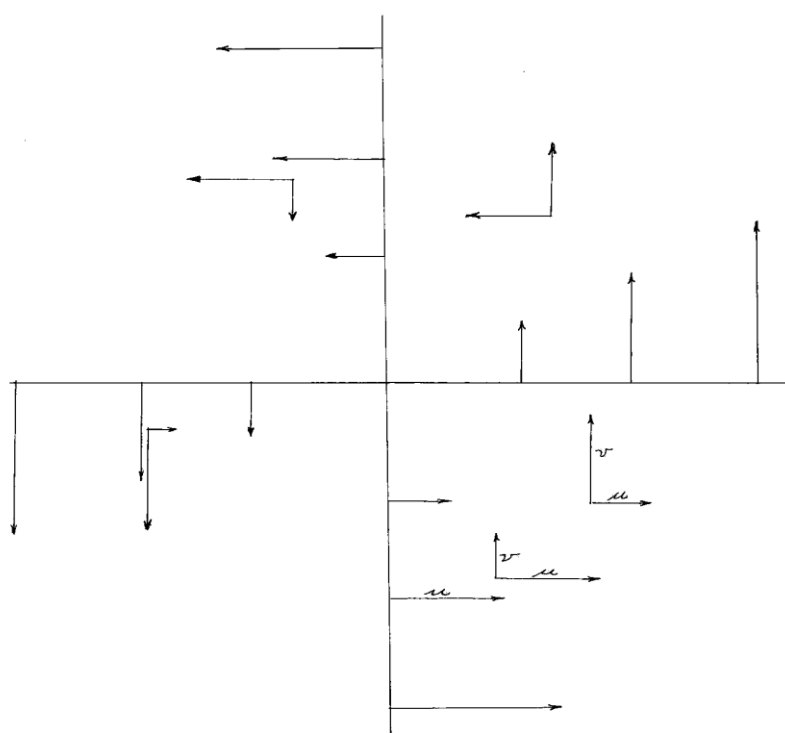
Vorticity:

$$\zeta = \frac{\Delta v}{\Delta x} - \frac{\Delta u}{\Delta y}$$

= sum of shears on coordinate axes

รูปที่ 42 ค ผลบวกของ Shear บนแกนทั้งสอง

(2) ขนาด (magnitude) และลักษณะการเปลี่ยนแปลงในส่วนขององค์ประกอบของ U และ V ขึ้นอยู่กับสนามลมที่เป็นจุดกำเนิด การเปลี่ยนแปลงในส่วนขององค์ประกอบของ U และ V ที่ได้จากรูปแบบการหมุนที่สมบูรณ์มีค่าเป็นบวก (pure positive rotation pattern) จะพบว่าเป็นวอร์ติซิตีแบบไซโคลน (cyclonic vorticity) ดังรูปที่ 43 แสดงความสัมพันธ์ของการเปลี่ยนแปลงในส่วนขององค์ประกอบของ U และ V ในการหมุนสมบูรณ์ (pure rotation) ที่ให้ค่าวอร์ติซิตีเป็นค่าบวก



Distribution of u-v Components in Pure Rotation

รูปที่ 43 ลักษณะการจัดตัวของ U - V Components ในการหมุนที่สมบูรณ์

(3) วอร์ติซิตีว่าด้วยการวัดการหมุนรอบแกน (rotation) สามารถแสดงในเทอมของอัตราเร็วเชิงมุม (angular velocity) (Ω) ตัวอย่างของอัตราเร็วเชิงมุม เช่น ความเร็วของการหมุนของแผ่นเสียง หรือการวัดความเร็วการหมุนเครื่องยนต์ของรถยนต์ ซึ่งวัดเป็นจำนวนรอบต่อนาที (revolutions per minute : rpm) ดังนั้น เราจึงนำมาประยุกต์ใช้โดยที่พิจารณาการหมุน 360 องศาต่อ 60 วินาที หรือ 2π เรเดียนต่อ 60 วินาที หรือ 2π เรเดียนต่อ 1 นาที ฯลฯ อัตราเร็วเชิงมุมและอัตราเร็วเชิงเส้น (linear velocity) มีความเกี่ยวข้องกันดังนี้

$$\Omega = \frac{V_t}{R}$$

Ω = อัตราเร็วเชิงมุม (angular velocity)

V_t = อัตราเร็วสัมผัส (tangential velocity component)

R = รัศมีของวงกลม

เราสามารถใส่ $\frac{\Delta V}{\Delta X}$ และ $\frac{\Delta(-U)}{\Delta Y}$ แทน $\frac{V_t}{R}$

เมื่อ ΔV และ $\Delta(-U)$ เป็นความเร็วลมมีทิศทางสัมผัสถึงส่วนโค้งของการหมุน

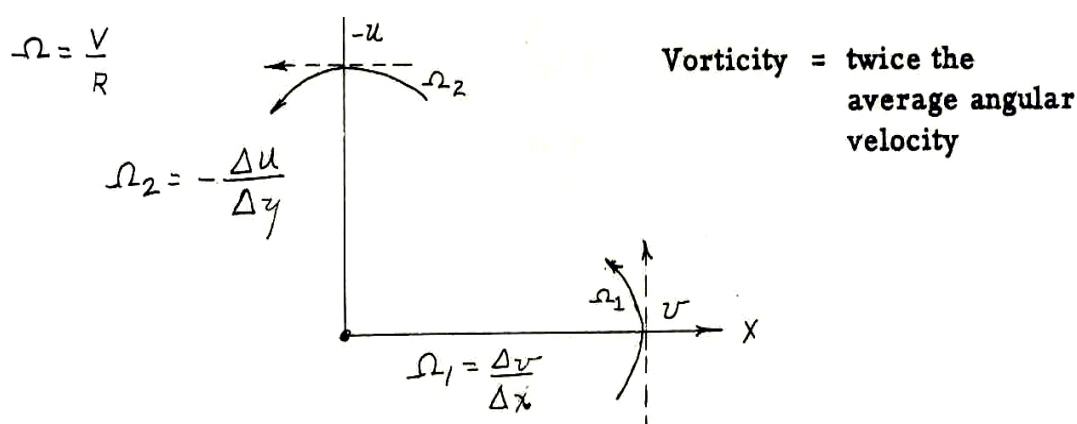
เมื่อ ΔX และ ΔY เป็นรัศมีของการหมุน

$$\text{ดังนั้นจะได้} \quad \left. \begin{aligned} \frac{\Delta v}{\Delta x} &= \Omega_1 \\ -\frac{\Delta u}{\Delta y} &= \Omega_2 \end{aligned} \right\} \zeta = \frac{\Delta v}{\Delta x} - \frac{\Delta u}{\Delta y} = \Omega_1 + \Omega_2$$

คุณเทอมทางด้านขวาของสมการข้างต้นด้วย 2/2 จะได้

$$\zeta = \frac{2}{2}(\Omega_1 + \Omega_2) = 2 \left(\frac{(\Omega_1 + \Omega_2)}{2} \right) = 2\bar{\Omega}$$

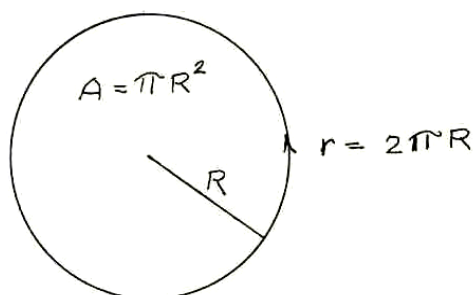
นั่นก็คือ วอร์ติซิตีมีค่าเป็น 2 เท่าของอัตราเร็วเชิงมุมเฉลี่ย (average angular velocity) รูปที่ 44 แสดงความสัมพันธ์ระหว่างอัตราเร็วเชิงมุมกับวอร์ติซิตี



Relation between Angular Velocity and Vorticity

รูปที่ 44 ความสัมพันธ์ระหว่างอัตราเร็วเชิงมุมกับวอร์ติซิตี

(4) ความสัมพันธ์ระหว่างกับ $\zeta = \frac{C}{A}$ กับ $\zeta = 2\bar{\Omega}$ อาจแสดงให้เห็นได้ง่ายๆ โดยใช้รูปวงกลมซึ่งเป็นเสมือนเส้นทางการเคลื่อนที่ของการหมุนเวียน (circulation) (รูปที่ 45)



Circulation About A Circle

รูปที่ 45 การหมุนเวียนรอบวงกลม

อัตราเร็วเฉลี่ย ($\bar{V}_r$) ในเส้นทางของการหมุนคูณด้วยความยาวของการหมุนเวียน (เส้นรอบวงของวงกลม : r) จะเท่ากับการหมุนเวียน (circulation) ตามแนวของ r

$$C = \bar{V}_r \cdot r = \bar{V}_r \cdot 2\pi R$$

วอร์ติซิตีสามารถคำนวณได้เมื่อรู้พื้นที่ (A) ของวงกลม ดังนั้น

$$\zeta = \frac{C}{A} = \frac{\bar{V}_r \cdot 2\pi R}{\pi R^2} = 2 \frac{\bar{V}_r}{R}$$

ถ้า $\bar{V}_r$ เป็นอัตราเร็วเฉลี่ยในเส้นทางของการหมุนเวียน

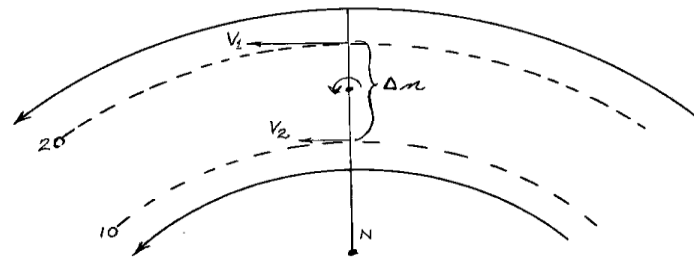
$\bar{V}_t$ เป็นอัตราเร็วสัมผัสเฉลี่ย

$\bar{V}_r$ และ $\bar{V}_t$ นี้จะมีค่าอันเดียวกัน

$$\text{ดังนั้น } \zeta = 2 \frac{\bar{V}_r}{R} = 2 \frac{\bar{V}_t}{R} = 2 \bar{\Omega}$$

(5) การวัดค่าวอร์ติซิตีในพิกัด natural (ระบบแกน N - S) เป็นการวัดค่าวอร์ติซิตีอันเนื่องมาจากเชียร์ (shear vorticity) และความโค้ง (curvature vorticity) ในรูปที่ 46 ก. แสดงการวัดค่าวอร์ติซิตีของเชียร์ ในเทอม $-\frac{\Delta V}{n}$ เรียกว่าเทอมของวอร์ติซิตีเชียร์ (shear vorticity) ใช้สัญลักษณ์ ζ_s ในรูปที่ 46 ข. แสดงการวัดค่าวอร์ติซิตีของความโค้ง ความโค้งที่ผ่านจุด P คือ $-\frac{\Delta \alpha}{\Delta S}$ อัตราความโค้ง (rate of curving) ที่ผ่านจุด P เท่ากับ $-V_p \frac{\Delta \alpha}{\Delta S}$ นี่คือเทอมของวอร์ติซิตีของความโค้ง ใช้สัญลักษณ์ ζ_k รูปที่ 46 ค. ผลรวมการวัดค่าวอร์ติซิตีสัมพัทธ์ (relative vorticity) ในพิกัด natural coordinate ได้ดังนี้

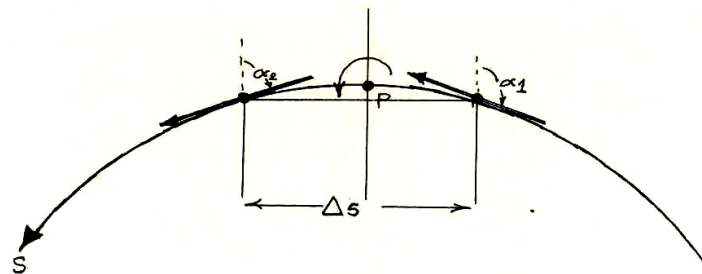
$$\zeta = \zeta_k + \zeta_s = VK - \frac{\Delta V}{\Delta n} = -V_p \frac{\Delta \alpha}{\Delta S} - \frac{\Delta V}{\Delta n}$$



$$\zeta = -\frac{\Delta V}{\Delta m} = -\left(\frac{V_2 - V_1}{\Delta m}\right)$$

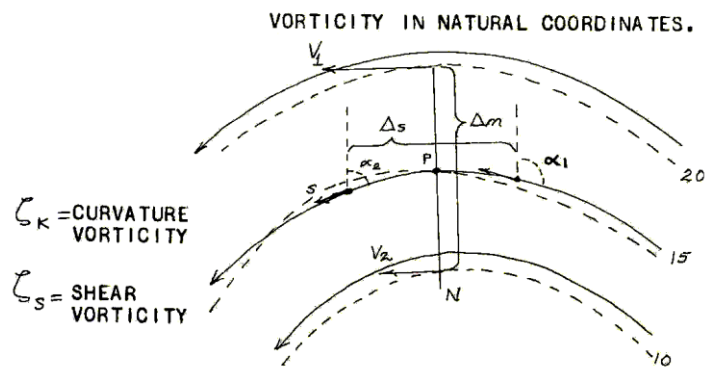
SHEAR VORTICITY

รูปที่ 46 ก การวัดค่าวอร์ติซิตีเฉียร์ในระบบแกน N - S



$$\begin{aligned}\zeta_K &= VK = -V \frac{\Delta \alpha}{\Delta s} = -V \frac{(\alpha_2 - \alpha_1)}{\Delta s} \\ &= -V \left(\frac{\alpha_2 - \alpha_1}{\Delta s} \right) \frac{\pi}{180} \text{ (for } \alpha \text{ in degrees)}\end{aligned}$$

รูปที่ 46 ข การวัดวอร์ติซิตีเนื่องจากความโค้งในระบบแกน N - S



$$\zeta_p = (\text{vorticity})_p = \zeta_K + \zeta_S = VK - \frac{\Delta V}{\Delta m} = -V \frac{\Delta \alpha}{\Delta s} - \frac{\Delta V}{\Delta m}$$

Figure 46c.

$$= \underbrace{-V \frac{(\alpha_2 - \alpha_1)}{\Delta s}}_{\text{CURVATURE TERM}} - \underbrace{\left(\frac{V_2 - V_1}{\Delta m} \right)}_{\text{SHEAR TERM.}}$$

รูปที่ 46 ค ผลรวมของเฉียร์และความโค้งในระบบแกน N - S

(6) ค่าวอร์ดิซิติ์เป็นหน่วยต่อเวลา

$$1) \zeta_K = VK = \frac{\text{ไมล์ทะเล}}{\text{ชม.}} \times \frac{1}{\text{ไมล์ทะเล}} = \text{ชม.}^{-1}$$

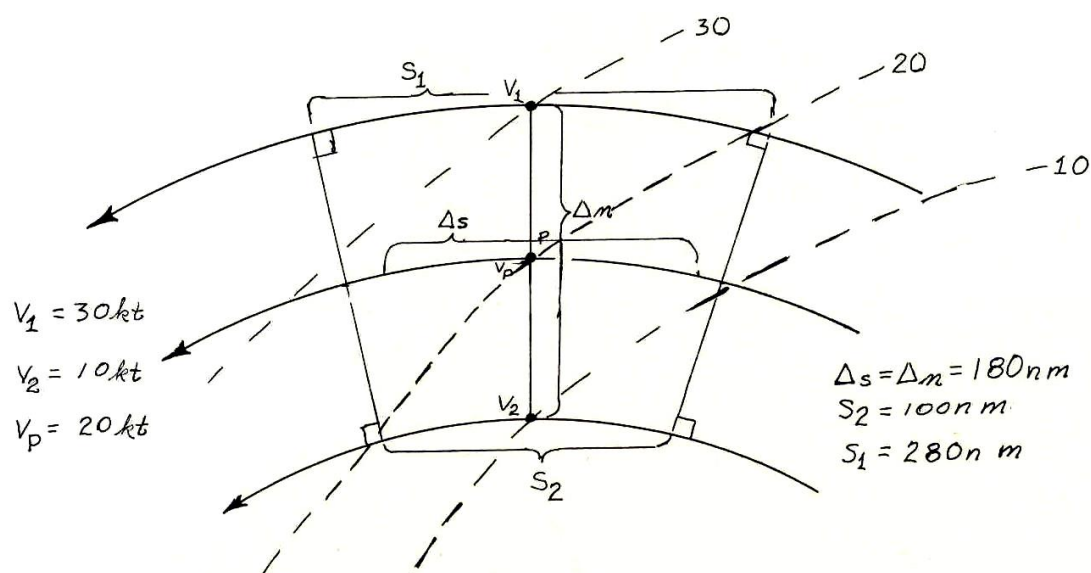
$$2) \zeta_S = - \frac{\Delta V}{\Delta n} = \frac{\text{ไมล์ทะเล}}{\text{ชม.}} \times \frac{1}{\text{ไมล์ทะเล}} = \text{ชม.}^{-1}$$

ในทางฟิสิกส์ วอร์ดิซิติ์แสดงหน่วยเป็น รอบต่อเวลา (rotation per time) ได้

(7) นอกจากสมการซึ่งใช้คำนวณหาตัววอร์ดิซิติ์ที่ได้กล่าวมาแล้ว ยังสามารถคำนวณได้จากสมการอื่น ๆ อีก ดังแสดงในรูปที่ 47 สมการเขียนได้ดังนี้

$$1) \zeta = -V_p \frac{(S_2 - S_1)}{\Delta S \Delta n} - \frac{\Delta V}{\Delta n}$$

$$2) \zeta = - \frac{(V_2 S_2 - V_1 S_1)}{\Delta s \Delta n}$$



$$\begin{aligned} \zeta &= -V_p \frac{(S_2 - S_1)}{\Delta s \Delta n} - \frac{\Delta V}{\Delta n} \\ &= -20 \frac{(100 - 280)}{(180)^2} - \frac{(10 - 30)}{180} \\ &= +\frac{20}{180} + \frac{20}{180} = \frac{1}{9} + \frac{1}{9} = \frac{2}{9} \\ &= .22 \text{ hr.}^{-1} \end{aligned}$$

รูปที่ 47 การคำนวณค่าวอร์ดิซิติ์จากสมการ

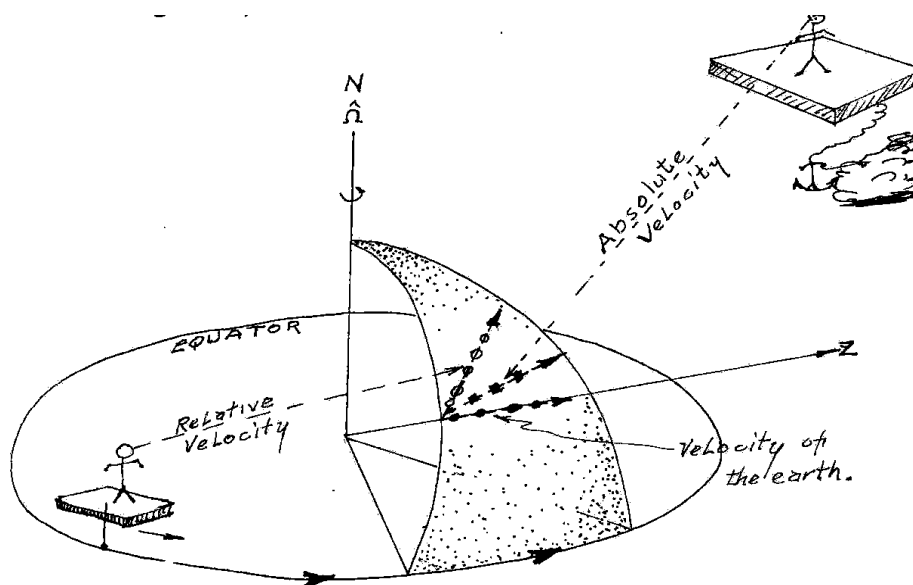
หรือคำนวณจากสูตร

$$\begin{aligned}\zeta &= \frac{-(V_2 S_2 - V_1 S_1)}{\Delta s \Delta n} \\ &= \frac{-[10(100) - 30(280)]}{(180)^2} = 0.22 \text{ ซม}^1\end{aligned}$$

จ. วอร์ติซิตีสัมบูรณ์ (Absolute vorticity)

(1) เราได้กำหนดให้วอร์ติซิตีในความหมายว่าเป็นการเคลื่อนที่ที่สัมพันธ์ (relative) กับโลก (relative vorticity) เนื่องจากระบบอ้างอิงของเราเป็นการหมุนไปพร้อมกับโลก และการหมุนของโลกเกี่ยวข้องกับแกนในแนวตั้ง ดังนั้นจึงต้องบวกเพิ่มเข้าไปกับการเคลื่อนที่แบบการหมุนของลมที่สัมพันธ์กับโลก ผลรวมของวอร์ติซิตีขององค์ประกอบในแนวตั้งของโลกและวอร์ติซิตีสัมพันธ์ขององค์ประกอบของลมในแนวตั้งคือวอร์ติซิตีสัมบูรณ์ของก้อนอากาศบนพื้นโลก

(2) รูปที่ 48 แสดงกรอบอ้างอิงแบบสัมพันธ์และสัมบูรณ์ (relative and absolute reference frame) ในขณะที่กรอบอ้างอิงแบบสัมพันธ์ติดอยู่กับพื้นโลก ส่วนกรอบอ้างอิงแบบสัมบูรณ์ถูกวัดค่าหรือมองจากผู้สังเกตอยู่ในอวกาศ (คงที่เมื่อพิจารณาเกี่ยวกับการหมุนของโลก)



ABSOLUTE AND RELATIVE REFERENCE FRAMES.

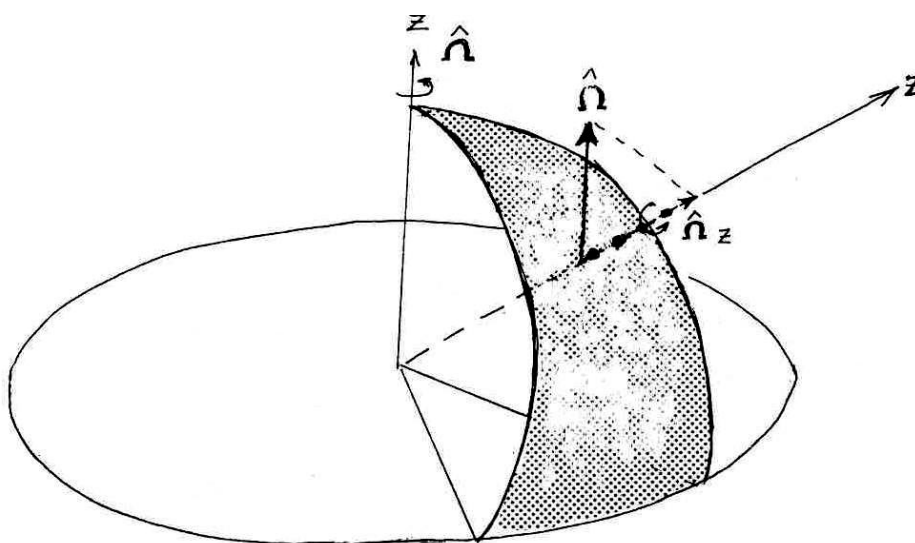
รูปที่ 48 กรอบอ้างอิงแบบสัมบูรณ์และสัมพันธ์

(3) จากความหมายหนึ่งของวอร์ติซิตีคือมีค่าเป็นสองเท่าของอัตราเชิงมุมเฉลี่ย ในขณะที่อัตราเร็วเชิงมุมของโลกมีค่าเท่ากับ 2π เรเดียน / วัน (360 องศาต่อ 24 ชั่วโมง) เราใช้สัญลักษณ์ Ω แทนอัตราเร็วเชิงมุมของโลก ดังนั้นวอร์ติซิตีของโลกคือ

$$\begin{aligned}\zeta_e &= 2 \bar{\Omega} = 2(2\pi) \text{ เรเดียน / วัน} \\ &= 4\pi \text{ เรเดียน / วัน}\end{aligned}$$

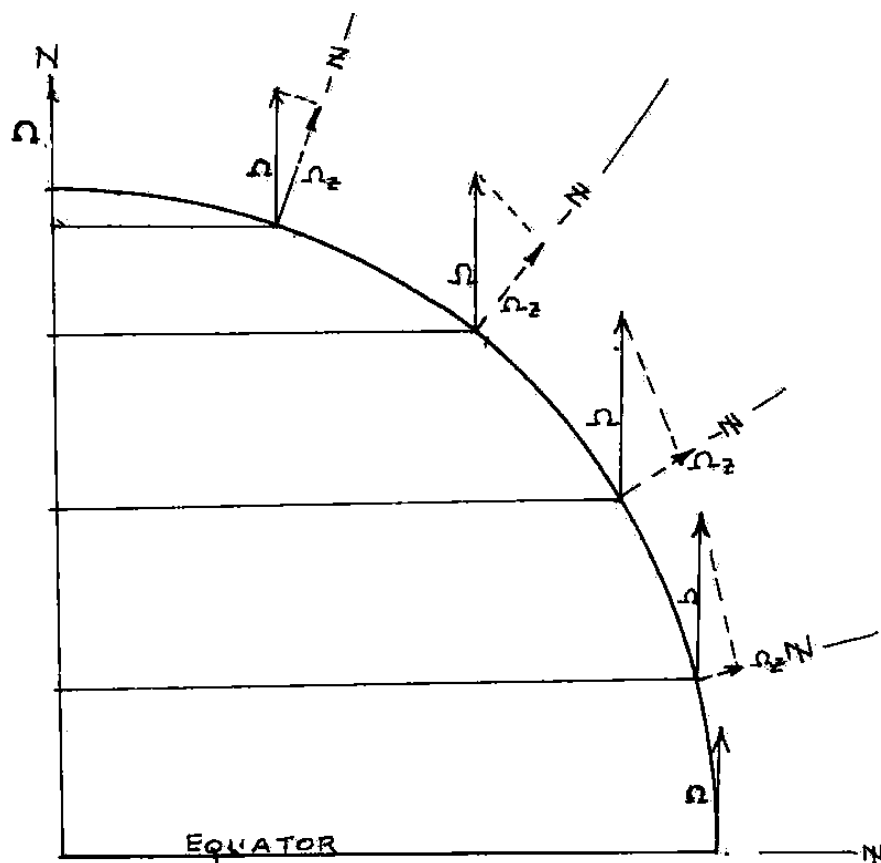
ค่านี้เป็นค่ารวมทั้งหมดของวอร์ติซิตีของโลกซึ่งเป็นการปั่น(spin)หรือหมุน(rotation)ของก้อนอากาศที่ชั่วเหนือและชั่วโลกได้ ก้อนอากาศที่หยุดนิ่งสัมพัทธ์กับโลกที่บริเวณชั่วโลกเหนือจะมีค่าวอร์ติซิตีสัมพัทธ์ (relative vorticity) เท่ากับศูนย์ แต่ค่าวอร์ติซิตีสมบูรณ์ (absolute vorticity) มีค่าเท่ากับ 2Ω แต่ถ้าก้อนอากาศที่ชั่วโลกนั้นมีการหมุนเนื่องจากการหมุนของโลก ผลรวมของค่าวอร์ติซิตีสมบูรณ์ได้จากการรวมกันระหว่างการหมุนสัมพัทธ์ (relative spin) กับการหมุนของโลก (Earth's spin)

(4) องค์ประกอบในแนวตั้งของวอร์ติซิตีของโลก(องค์ประกอบตามแนวแกน Z) มีค่าสูงสุดที่ชั่วโลกและลดลงเท่ากับศูนย์ในขณะที่เข้าใกล้ศูนย์สูตร (equator) (ดังรูปที่ 49 ก) ก้อนอากาศบริเวณศูนย์สูตรจะไม่มี การหมุนรอบแกนในแนวตั้งอันเนื่องมาจากการหมุนของโลก ก้อนอากาศที่หยุดนิ่งบริเวณศูนย์สูตรจะต้องรวมการเคลื่อนที่เป็นแนวเส้นตรงสม่ำเสมอ (translation) เข้าไปด้วยโดยจะเคลื่อนที่เท่ากับอัตราเร็วสัมผัส (tangential velocity) ของโลกในขณะที่ยังมองมาจากกรอบอ้างอิงสมบูรณ์ (absolute reference frame) ดังนั้นวอร์ติซิตีของก้อนอากาศใดก็ตามที่อยู่ ที่ศูนย์สูตรจะได้รับผลเนื่องจากวอร์ติซิตีสัมพัทธ์ (relative vorticity) เพียงอย่างเดียว รูปที่ 49 ขอธิบายการเปลี่ยนแปลงในองค์ประกอบในแนวตั้งของอัตราเร็วเชิงมุมของโลก (Earth's angular vorticity) ตามละติจูด



VERTICAL COMPONENT OF THE EARTH'S ANGULAR VELOCITY.

รูปที่ 49 ก แสดงอัตราเร็วเชิงมุมของโลกในแนวตั้ง



VARIATION OF THE VERTICAL COMPONENT OF THE EARTH'S ANGULAR VELOCITY WITH LATITUDE.

รูปที่ 49 ข แสดงการเปลี่ยนแปลงอัตราเร็วเชิงมุมของโลกไปตามละติจูด

(5) รูปที่ 50 แสดงการวัดค่าองค์ประกอบในแนวตั้งของความเร็วเชิงมุมของโลก (Ω_z) ณ ละติจูดที่กำหนด

$$\Omega_z = \Omega \sin \phi$$

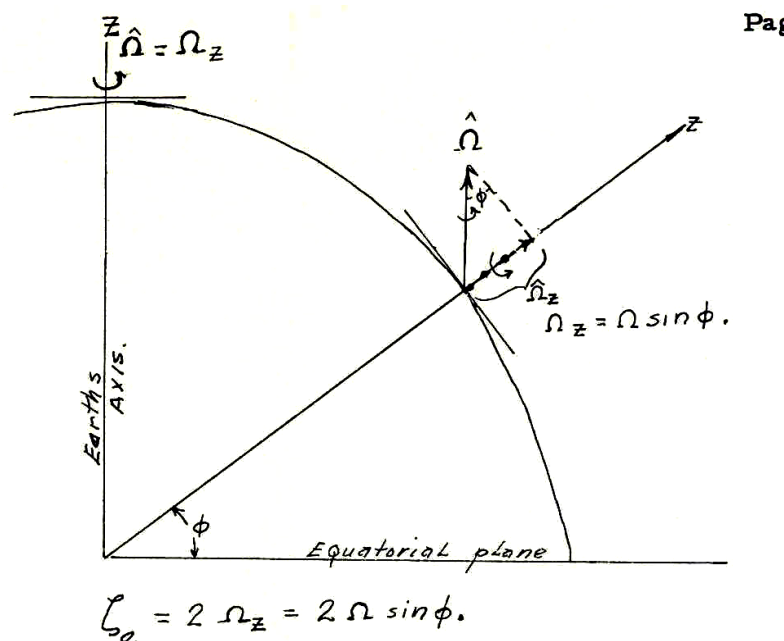
สมการนี้สามารถแปลงค่าของการวัดองค์ประกอบในแนวตั้งของวอร์ติซิตีของโลกได้โดยการคูณด้วย 2

$$2 \Omega_z = \zeta_e = 2 \Omega \sin \phi$$

(6) ปริมาณ (quantity) $2 \Omega \sin \phi$ ก็คือขนาดของคอร์ริโอริสพารามิเตอร์ (f) ณ จุดต่าง ๆ บนพื้นโลก องค์ประกอบในแนวตั้งของวอร์ติซิตีของโลกถูกวัดค่าได้โดย

$$\zeta_e = 2 \Omega \sin \phi = f$$

(7) คอร์ริโอริสพารามิเตอร์สามารถพิจารณาเป็นวอร์ติซิตีของผิวพื้น (vorticity of the ground) หรือเป็นการวัดค่าการหมุนของจุดใดจุดหนึ่งบนพื้นโลกที่เกี่ยวข้องกับแนวตั้งเมื่อมองมาจากกรอบอ้างอิงสมบูรณ์



**VERTICAL COMPONENT OF THE EARTH'S ANGULAR VELOCITY
THE EARTH'S VERTICAL COMPONENT OF VORTICITY (ζ_e)**

รูปที่ 50 แสดงอัตราเร็วเชิงมุมของโลกและวอร์ติซิตีของโลกในแนวตั้ง

(8) วอร์ติซิตีสมบูรณ์ (ζ_A) โดยทั่วไปแสดงถึงผลรวมของวอร์ติซิตีสัมพันธ์กับคอริโอลิสพารามิเตอร์

$$\zeta_A = \zeta + f$$

คอริโอลิสพารามิเตอร์มีค่าเป็นบวกเสมอและมีค่าเปลี่ยนแปลงตั้งแต่ศูนย์ ณ บริเวณศูนย์สูตรไปจนถึง 1.46×10^{-4} วินาที⁻¹ ที่ขั้วโลก วอร์ติซิตีสมบูรณ์มีค่าเป็นบวกเหนือละติจูดที่ 5 องศาเหนือขึ้นไปทั้งนี้เพราะคอริโอลิสพารามิเตอร์มากกว่าค่าปกติของวอร์ติซิตีสัมพันธ์แบบแอนตี้ไซโคลนที่ผิวพื้น (normal synoptic value) ส่วนค่าวอร์ติซิตีติดลบมากซึ่งเกินกว่าค่าคอริโอลิสพารามิเตอร์จะพบได้เฉพาะในบริเวณพื้นที่ส่วนโค้งอย่างมากของแอนตี้ไซโคลน (sharp anticyclonic bends) และ/หรือบริเวณที่กระแสลมแรง (strong wind currents) ส่วนบริเวณใกล้เส้นศูนย์สูตรมากกว่าหรือระหว่างละติจูดที่ 5 องศาเหนือและ 5 องศาใต้เครื่องหมายของวอร์ติซิตีสมบูรณ์ถูกกำหนดโดยเครื่องหมายของวอร์ติซิตีสัมพันธ์ (relative vorticity)

7. การรวมกันของรูปแบบพื้นฐาน (combinations of basic patterns)

ก. ลักษณะทั่วไป

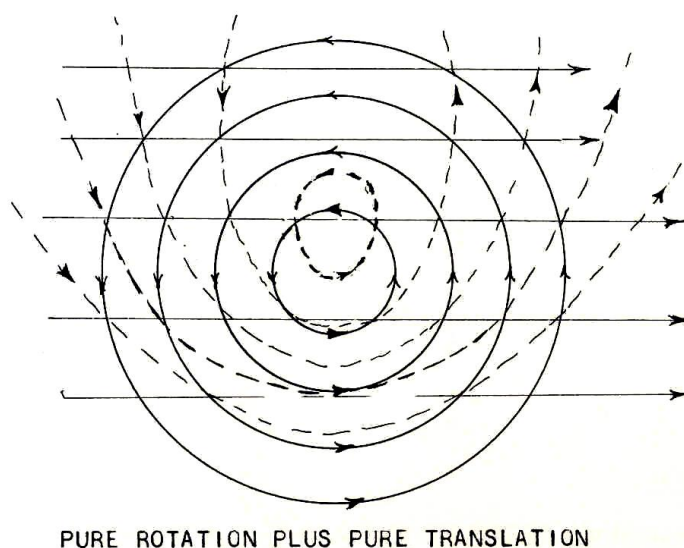
(1) รูปแบบของลมที่เกิดขึ้นจริงแสดงให้เห็นถึงความหลากหลายและบางครั้งมักจะเกิดร่วมกันของการหมุนรอบแกน (rotation) การเคลื่อนที่เป็นแนวเส้นตรงอย่างสม่ำเสมอ (translation) ไดเวอร์เจนซ์ และการเปลี่ยนรูป (deformation) การผสมผสานกันของคุณสมบัติต่าง ๆ ในสัดส่วนที่หลากหลายทำให้การแปลความมีความซับซ้อนและการพยากรณ์สภาพอากาศประสบกับปัญหายิ่งขึ้น เราจึงจำเป็นที่ต้องรู้และสามารถวัดขนาดที่เกี่ยวข้องกับคุณสมบัติของสนามลมแต่ละแบบเพื่อที่จะได้พบกับสิ่งที่มีลักษณะโดดเด่น (predominant) ซึ่งปัจจัยที่โดดเด่นหรือการรวมกันของปัจจัยที่เหมาะสมจะบอกให้เราทราบว่าบริเวณใดและลักษณะอากาศอย่างไรที่เราควรคาดหมายจากรูปแบบของลมนั้น

(2) เราต้องสามารถที่จะวิเคราะห์แยกแยะและวัดค่าผลของการเคลื่อนที่แต่ละชนิดนั้นให้อยู่ในรูปแบบของผลรวมเพื่อที่จะใช้ในการประเมินแรงต่างที่เข้ามากระทำและอาจจะกระทำไปอย่างต่อเนื่อง

(3) สนามลมที่ตรวจพบนั้นเป็นผลรวมสุทธิอันเนื่องมาจากการรวมกันของสนามการเคลื่อนที่พื้นฐานต่าง ๆ (basic motion fields) เช่น การเคลื่อนที่เป็นแนวเส้นตรงแสดงให้เห็นค่าไดเวอร์เจนซ์ที่มากกว่าบริเวณใกล้กับศูนย์กลางของวงปิดแบบรวมเข้าหากันหรือแยกออกจากกัน (closed indraft or outdraft) หรือบริเวณความเร็วลมสูงสุดและต่ำสุด (maxima and minima) มีค่าวอร์ติซิตีมากกว่าบริเวณความโค้งที่เป็นไซโคลนหรือแอนติไซโคลนอย่างชัดเจน

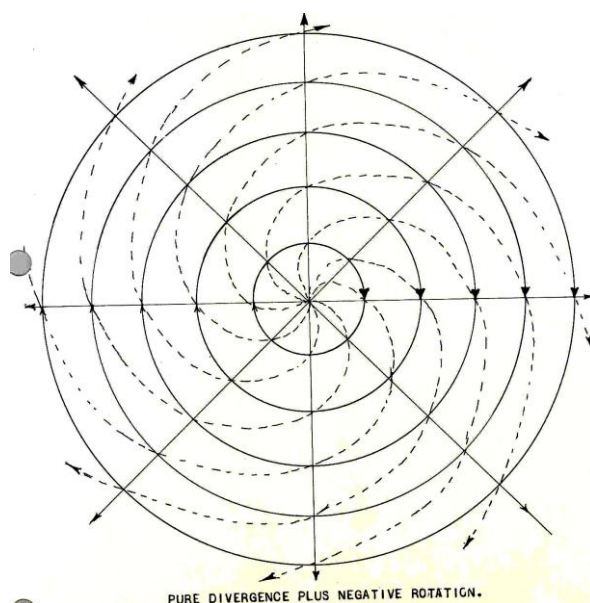
ข. รูปแบบผสม (combination patterns)

(1) รูปแบบที่สมบูรณ์ของสนามการเคลื่อนที่เป็นแนวเส้นตรงสม่ำเสมอ (field of translation) หรือการหมุนรอบแกน (rotation) เพียงรูปแบบใดรูปแบบหนึ่งเกิดขึ้นได้ยากในธรรมชาติ เรามักพบว่ารูปแบบของลมเกิดจากการรวมรูปแบบพื้นฐานของลมตั้งแต่สองรูปแบบหรือมากกว่าขึ้นไป ตัวอย่างเช่นในรูปที่ 51 แสดงผลลัพธ์ของรูปแบบที่มีการผสมผสานรวมกันของการเคลื่อนที่เป็นแนวเส้นตรงอย่างสม่ำเสมอกับการหมุนรอบแกน



รูปที่ 51 การเคลื่อนที่ในแนวตรงรวมกับการหมุนวน

(2) ตัวอย่างอื่นที่แสดงถึงการผสมผสานรวมกันของไดเวอร์เจนซ์สมบูรณ์ (pure divergence) กับการหมุนรอบแกนที่มีค่าเป็นลบ (negative rotation) นำไปสู่รูปแบบที่เราคุ้นเคยนั่นคือแอนติไซโคลนที่ออกจากศูนย์กลางอย่างสมบูรณ์ (anticyclonic outdraft) (รูปที่ 52)



รูปที่ 52 สนามไต่เวอร์เจ้นซ์รวมกับการหมุนวนที่มีเครื่องหมายลบ

(3) ถ้าลูกศรทั้งหมดที่อยู่ในรูปที่ 52 เปลี่ยนกลับทิศ(เข้าสู่ศูนย์กลาง) รูปดังกล่าวจะแสดงผลการผสมผสานรูปแบบของคอนเวอร์เจ้นซ์สมบูรณกับการหมุนรอบแกนที่สมบูรณที่มีค่าเป็นบวก นั่นก็คือคอนเวอร์เจ้นซ์ที่เข้าสู่ศูนย์กลางอย่างสมบูรณ (cyclonic indraft)

(4) ในบทต่อไปจะแสดงถึงวิธีการประเมินผลของไต่เวอร์เจ้นซ์และวอร์ติซิตีตามรูปแบบของลมที่กำหนดให้ตลอดจนความเกี่ยวข้องกันของไต่เวอร์เจ้นซ์ วอร์ติซิตีและการเคลื่อนที่ในแนวตั้ง (vertical motion) อันจะนำมาสร้างชั้นเพื่อแสดงให้เห็นแนวทางของการใช้คุณสมบัติต่าง ๆ เหล่านี้ไปสู่การสรุปรูปแบบต่าง ๆ ของสภาพอากาศที่สำคัญทั้งหมด

บทที่ 4

คุณสมบัติทางไดนามิกของไดเวอร์เจนซ์และวอร์ติซิตี

(Dynamic properties of divergence and vorticity)

1. กล่าวโดยทั่วไป

ก. บทนี้เราพร้อมที่จะผสมผสานคุณสมบัติของวอร์ติซิตีกับไดเวอร์เจนซ์ร่วมกันเพื่อที่จะได้เข้าใจสิ่งสำคัญทั้งหมดที่เกี่ยวข้องกับสนามของการเคลื่อนที่ในแนวตั้ง (vertical motion field) ที่เราได้รับจากรูปแบบต่าง ๆ ของสภาพอากาศ (weather patterns) เนื่องจากเราไม่มีแนวปะทะอากาศเข้ามาเกี่ยวข้องในเขตร้อนจึงจำเป็นต้องค้นหาสภาพอากาศอันเป็นผลมาจากการเปลี่ยนแปลงทางไดนามิกของวอร์ติซิตีและไดเวอร์เจนซ์ของสนามลมในแนวระนาบ horizontal wind field) ณ ระดับที่กำหนด การวิเคราะห์ลมและการคาดการณ์การเปลี่ยนแปลงล่วงหน้า (prognoses) ของเราต้องแสดงให้เห็นทางไดนามิกกล่าวคือความสอดคล้องกันทั้งในแนวตั้งและในแนวระนาบ ในการวิเคราะห์จึงต้องนำมาซ้อนกัน (stack) ขึ้นไปเพื่อแสดงให้เห็นถึงการเคลื่อนที่ในแนวตั้งที่จำเป็นต่อการเกิดสภาพอากาศและพัฒนาการของระบบ

ข. เราจะได้ทราบว่าคอนเวอร์เจนซ์ทำให้วอร์ติซิตีเพิ่มขึ้นได้อย่างไร และในทางกลับกันวอร์ติซิตีทำให้คอนเวอร์เจนซ์เพิ่มขึ้นได้อย่างไรเช่นกัน การเปลี่ยนแปลงวอร์ติซิตีและคอนเวอร์เจนซ์สะท้อนให้เห็นถึงการเปลี่ยนแปลงทางไดนามิกซึ่งแสดงโดยนัยของการเคลื่อนที่ในแนวตั้ง รูปแบบของไดเวอร์เจนซ์วอร์ติซิตี (vorticity divergence) และการเปลี่ยนแปลงของรูปแบบนั้นเป็นกุญแจสำคัญในเผยให้เห็นการเคลื่อนที่ในแนวตั้งซึ่งแสดงให้เห็นได้จากคุณสมบัติของสนามลมในแนวระนาบ เราต้องการที่จะติดตามก้อนอากาศที่เคลื่อนที่ผ่านบริเวณพื้นที่ที่มีการกระจายของลมในแนวระนาบที่กำหนดให้และพิจารณาว่าก้อนอากาศนั้นมีการเปลี่ยนแปลงทางไดนามิกอย่างไรเมื่อตกอยู่ภายใต้อิทธิพลที่หลากหลายรูปแบบของเชียร์และความโค้ง ไดเวอร์เจนซ์และวอร์ติซิตีเป็นวิธีการวิเคราะห์ผลกระทบสุทธิ (net effect) ของเชียร์และความโค้งซึ่งบ่งชี้ถึงการเคลื่อนที่ในแนวตั้งในท้ายที่สุด

ค. ไดเวอร์เจนซ์และวอร์ติซิตีเป็นคุณสมบัติของสนามลม เราพบได้ว่าวอร์ติซิตีที่มีค่าบวก (positive vorticity) จะสัมพันธ์กับหย่อมความกดอากาศต่ำ โดยที่มีการพัดสอบเข้าสู่ศูนย์กลาง (convergence) กับการเคลื่อนที่ขึ้นในแนวตั้งใกล้กับบริเวณผิวพื้น ในทางกลับกันความสัมพันธ์ดังกล่าวเมื่อนำมาพิจารณาร่วมกับวอร์ติซิตีที่มีค่าลบ (negative vorticity) จะหมายถึงไดเวอร์เจนซ์และมีการเคลื่อนที่ลงในแนวตั้ง เราได้ทราบและเป็นที่ยอมรับแล้วว่าวอร์ติซิตีและไดเวอร์เจนซ์สัมพันธ์กับรูปแบบของลมต่าง ๆ อย่างไร เมื่อจะใช้คุณสมบัติเหล่านี้เพื่อการพยากรณ์เราต้องรู้ความสัมพันธ์ของคุณสมบัติเหล่านั้นเป็นอย่างไร มีปัจจัย (factors) ไต่บ้างที่จะทำให้ความสัมพันธ์นั้นเปลี่ยนแปลงและเมื่อปัจจัยหนึ่งมีการเปลี่ยนแปลงไปจะสัมพันธ์กับปัจจัยอื่น ๆ อย่างไร ในทำนองเดียวกันพารามิเตอร์ในทางอุตุนิยมวิทยา (meteorological parameters) จำนวนมาก เวลาที่เปลี่ยนไป (time changes) และการกระจายเชิงพื้นที่ (space distribution) นั้นมีความหมายมากกว่าการพิจารณาเพียงจุดใดจุดหนึ่งหรือค่าที่แท้จริง (absolute values) ที่ได้ เราจะประยุกต์ใช้สมมติฐานทางไดนามิกเกี่ยวกับการอนุรักษ์ของมวล (continuity of mass) การไหลแบบอัดตัวไม่ได้ (incompressibility : การไหลของของไหล ที่ความหนาแน่นของของไหลคงตัวหรือมีการเปลี่ยนแปลงน้อยมากจนไม่มีความสำคัญที่ต้องนำมาพิจารณาเมื่อมีการเปลี่ยนแปลงความดัน) และการอนุรักษ์

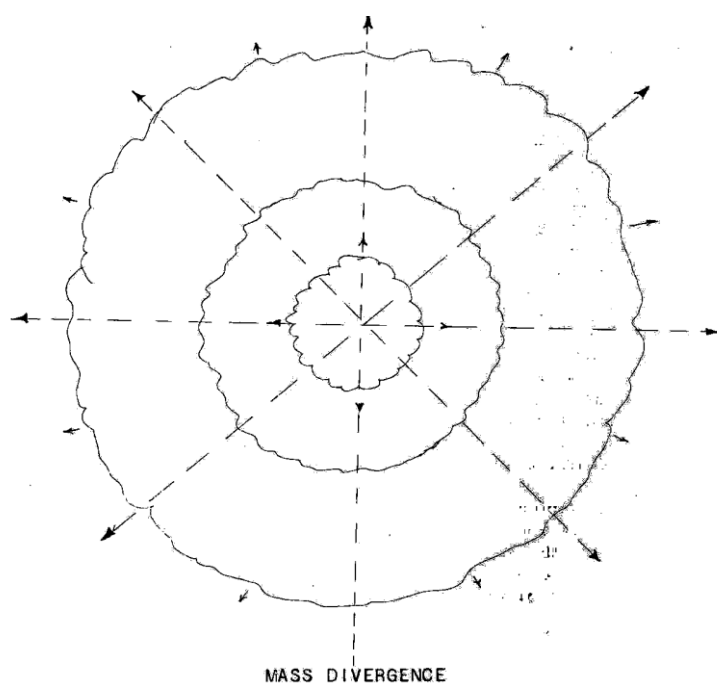
โมเมนตัม (conservation of momentum) เพื่อเชื่อมโยงกับไดเวอร์เจนซ์และวอร์ติซิตีเข้าด้วยกัน ผลตามมาที่ได้จากการเชื่อมโยงนี้ทำให้เข้าใจอย่างถ่องแท้ถึงการเคลื่อนที่ในแนวตั้งอันเป็นผลมาจากแรงต่าง ๆ ที่เข้ามาเกี่ยวข้อง

ง. หลักการต่าง ๆ ที่นำเสนอต้องนำไปใช้ในการวิเคราะห์และการคาดหมายล่วงหน้า ยิ่งหากเราสามารถจดจำและประยุกต์ใช้หลักการต่าง ๆ ทางไดนามิกกับสนามลมที่แท้จริงได้อย่างถูกต้องมากเท่าไร การคาดหมายล่วงหน้าของเราจะใกล้เคียงความจริงที่จะเกิดขึ้นและมีความถูกต้องมากยิ่งขึ้นไปด้วย นักพยากรณ์อากาศบุคคลใดที่สามารถมองเห็นการเคลื่อนที่ในแนวตั้งจากสนามลมในแนวระนาบ (flat wind field) บุคคลนั้นมีโอกาสที่จะประสบความสำเร็จมากที่สุดในการวิเคราะห์และพยากรณ์รูปแบบสภาพอากาศต่าง ๆ ที่เกิดขึ้นในเขตร้อน

2. การอนุรักษ์มวล (Conservation of Mass)

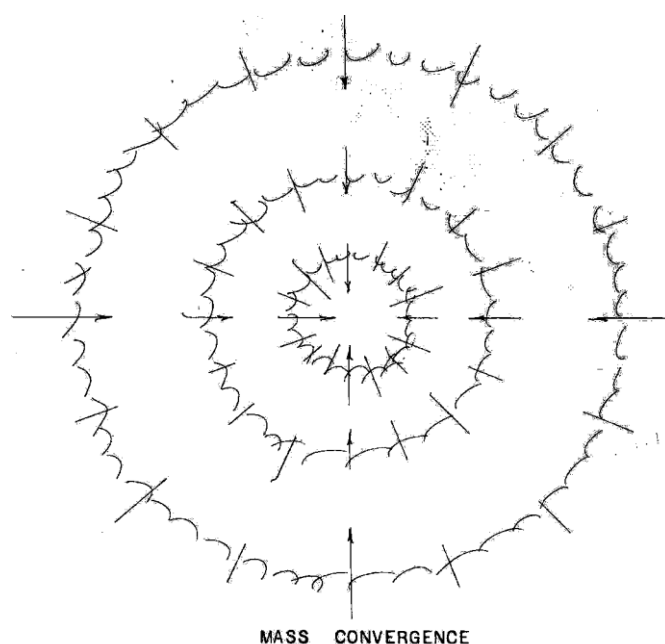
ก. ลมที่เราตรวจวัดนั้นเป็นผลจากการเคลื่อนที่ของส่วนผสมของแก๊สที่เราเรียกว่า “อากาศ” ซึ่งอากาศนี้มีมวลที่แน่นอน ดังนั้นในความหมายของคำว่า ความเร็วลม (wind velocity : การระบุทั้งความเร็วและทิศทางที่วัตถุเคลื่อนที่ไป) คือการวัดการเคลื่อนที่ของมวลของอากาศนั่นเอง ในขณะที่กฎโดยทั่วไป (General rule) กล่าวว่า การเปลี่ยนแปลงทิศทางและความเร็วในสนามลมจะสะท้อนให้เห็นถึงการเปลี่ยนแปลงสนามของมวลของอากาศ (mass field) ด้วยเช่นกัน เมื่อมวลของอากาศไหลแยกออกจากกัน (mass divergence) จะเป็นการวัดการเปลี่ยนแปลงการสะสมของมวลของอากาศในพื้นที่ที่กำหนด นับว่าโชคดียิ่งใหญ่ที่ส่วนใหญ่วิธีการต่าง ๆ ในบรรยากาศมีความสัมพันธ์กันระหว่างความเร็วและทิศทางของอากาศที่ไหลแยกออกจากกัน (velocity divergence) และการแยกออกจากกันของมวลของอากาศ (mass divergence) กล่าวคือ ในบริเวณของพื้นที่การเปลี่ยนแปลงเป็นค่าบวก (ไดเวอร์เจนซ์) มวลของอากาศในพื้นที่นั้นจะมีการสะสมมวลของอากาศลดลงต่อเวลาที่เปลี่ยนแปลงไป เราจึงแปลความบริเวณที่ความเร็วและทิศทางของอากาศที่ไหลแยกออกจากกัน (velocity divergence) ได้ว่าเป็นบริเวณที่มวลของอากาศลดลง (mass divergence) และในทำนองเดียวกันกับบริเวณที่ความเร็วและทิศทางของอากาศที่ไหลเข้าหากัน (velocity convergence) เมื่อมวลของอากาศมีการสะสมเพิ่มขึ้นในพื้นที่ที่กำหนดต่อเวลาที่เปลี่ยนแปลงไป (mass convergence)

ข. ความเร็วและทิศทางของอากาศที่ไหลแยกออกจากกัน (Velocity divergence) หมายถึงการที่อากาศแพร่กระจายออกไปจากพื้นที่ (region) ดังนั้น จึงเป็นการสูญเสียมวลของอากาศอย่างต่อเนื่องต่อระยะเวลาที่เปลี่ยนแปลงไป (รูปที่ 53 ก.)



รูปที่ 53 ก Mass Divergence

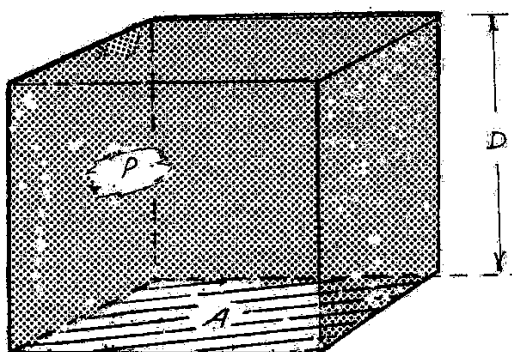
ความเร็วและทิศทางของอากาศที่ไหลเข้าหากัน (velocity convergence) หมายถึง การที่มวลของอากาศเคลื่อนที่เข้าหากันหรือกองเป็นเนินสูงขึ้นต่อระยะเวลาที่เปลี่ยนแปลงไป (รูปที่ 53 ข.)



รูปที่ 53 ข Mass Convergence

ค. ถ้าเราพิจารณามวลของของไหลหรือก้อนอากาศที่บรรจุอยู่ในกล่องสี่เหลี่ยม(รูปที่ 54) เราจะได้ มวลของอากาศ (M) อันเนื่องจากผลของความหนาแน่น (ρ) (มวลต่อหนึ่งหน่วยปริมาตร)คูณด้วยปริมาตร(V)ของกล่องนั้น

$$\text{MASS} = \text{DENSITY} \times \text{VOLUME} \\ = \rho V$$



$$\text{VOLUME} = \text{AREA} \cdot \text{DEPTH} \\ V = AD$$

รูปที่ 54 การคำนวณมวลของของไหล

$$1) \quad M = \rho V = \rho AD$$

$$2) \quad \rho = \frac{\text{ความหนาแน่น} = \frac{\text{มวล}}{\text{ปริมาตร}}}{\text{ปริมาตร}}$$

$$3) \quad V = \text{ปริมาตร}$$

$$4) \quad A = \text{พื้นที่ฐาน}$$

$$5) \quad D = \text{ความลึกของกล่อง}$$

$$6) \quad AD = \text{ปริมาตรของกล่อง}$$

ง. เนื่องจากมวลของอากาศเป็นไปตามกฎการอนุรักษ์มวลในกระบวนการต่าง ๆ เกือบทั้งหมดที่กระทำในบรรยากาศโทรโพสเฟียร์(มวลไม่เปลี่ยนแปลง) และความหนาแน่นยังคงเกือบเป็นค่าคงที่ (constant) ทุกระดับความสูงที่กำหนดให้ในบรรยากาศชั้นต่ำของเขตร้อน อัตราเวลาของการเปลี่ยนแปลง (time rate of change) มวลของอากาศจึงมีค่าเท่ากับศูนย์ ในทางคำนวณจะได้

$$(1) \quad \frac{\Delta M}{\Delta t} = 0 \quad \text{เมื่อ} \quad M = \text{คงที่}$$

$$(2) \quad \frac{\Delta M}{\Delta t} = \frac{\Delta(\rho AD)}{\Delta t} = 0$$

$$(3) \quad \frac{\Delta M}{\Delta t} = \frac{1}{\rho} \times \frac{\Delta \rho}{\Delta t} + \frac{1}{A} \times \frac{\Delta A}{\Delta t} + \frac{1}{D} \times \frac{\Delta D}{\Delta t} = 0$$

ผลรวมของเปอร์เซ็นต์ของอัตราการเปลี่ยนแปลงของพื้นที่ต่อเวลา (percentage time rate of change) ของความหนาแน่น พื้นที่ และความลึกมีค่าเท่ากับศูนย์

(4) เมื่อเรานำ (3) มาจัดใหม่จะได้

$$\frac{1}{A} \frac{\Delta A}{\Delta t} + \frac{1}{D} \frac{\Delta D}{\Delta t} = - \frac{1}{\rho} \frac{\Delta \rho}{\Delta t}$$

นั่นก็คืออัตราการเปลี่ยนแปลงพื้นที่รวมกับอัตราการเปลี่ยนแปลงความลึก มีค่าเท่ากับอัตราการเปลี่ยนแปลงความหนาแน่น

(5) ถ้า ρ มีค่าคงที่ ดังนั้นอัตราการเปลี่ยนแปลงความหนาแน่นจะมีค่าเป็นศูนย์

$$- \frac{1}{\rho} \frac{\Delta \rho}{\Delta t} = 0$$

(6) ดังนั้น
$$\frac{1}{A} \frac{\Delta A}{\Delta t} + \frac{1}{D} \frac{\Delta D}{\Delta t} = 0$$

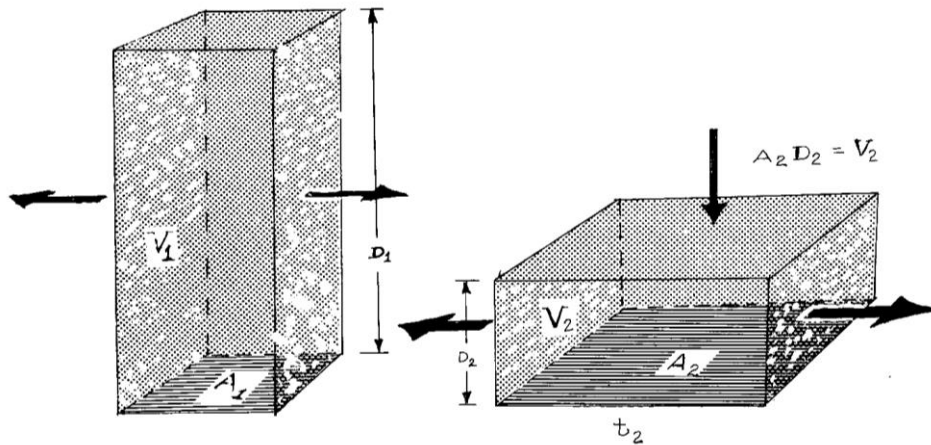
(7) หรือ
$$\frac{1}{A} \frac{\Delta A}{\Delta t} = - \frac{1}{D} \frac{\Delta D}{\Delta t}$$

ถ้าพื้นที่เพิ่มขึ้น ความลึกต้องลดลงเพื่อให้มวลของอากาศและความหนาแน่นซึ่งเป็นของไหล(fluid)คงที่

จ. ถ้ามวลของอากาศและความหนาแน่นคงที่แล้วอากาศจะมีสถานะที่ไม่ได้อัดตัว(incompressible) และเมื่ออากาศมีสถานะที่ไม่ได้อัดตัวอัตราการเปลี่ยนแปลงของปริมาตรที่กำหนดให้ก็ต้องคงที่เช่นกัน นั่นหมายความว่าถ้าพื้นที่ของกล่องของอากาศขยายออก(expands) ความลึกต้องลดลง (รูปที่ 55 ก.)

กรณีนี้อากาศมีสถานะที่ไม่ได้อัดตัว (incompressibility) $\frac{\Delta V}{\Delta t} = 0$ หรือ $V_1 = V_2$

$$\therefore \frac{\Delta(AD)}{\Delta t} = 0$$

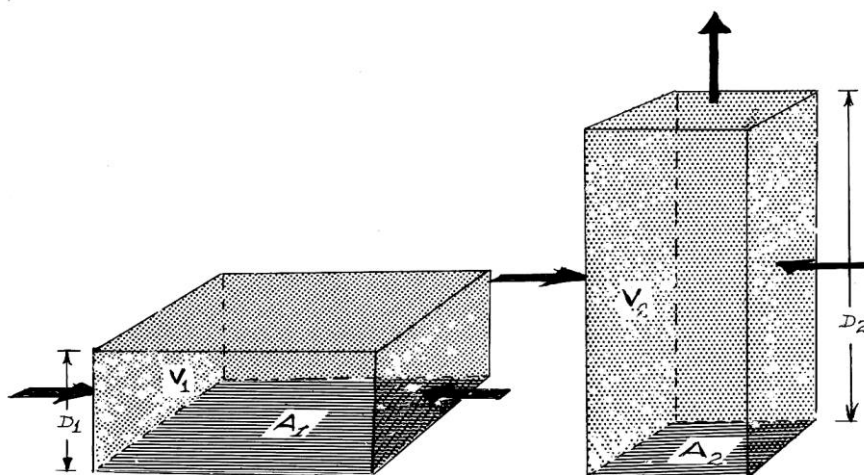


$$\left. \begin{array}{l} A_2 > A_1 \\ D_2 < D_1 \end{array} \right\} \text{เมื่อปริมาตรยังคงที่}$$

$$\frac{1}{A} \frac{\Delta A}{\Delta t} = - \frac{1}{D} \frac{\Delta D}{\Delta t}$$

รูปที่ 55 ก พื้นที่ขยายกว้างขึ้น (Divergence) เป็นผลทำให้ความลึกลดลง

ในทางตรงกันข้าม ถ้าพื้นที่ลดลงความลึกต้องเพิ่มขึ้น



$$\frac{1}{D} \frac{\Delta D}{\Delta t} = - \frac{1}{A} \frac{\Delta A}{\Delta t}$$

รูปที่ 55 ข คอนเวอร์เจนซ์ในแนวนอนทำให้เกิดการยืดตัวของอากาศในทางตั้ง

ในทางคำนวณความสัมพันธ์ที่กล่าวแล้วข้างต้นเขียนเป็นสูตรได้ดังนี้

(1) $V = A D = \text{คงที่}$

(2)
$$\frac{\Delta V}{\Delta t} = \frac{1}{A} \frac{\Delta A}{\Delta t} + \frac{1}{D} \frac{\Delta D}{\Delta t} = 0$$

(3) จัดรูปใหม่

$$\frac{1}{A} \frac{\Delta A}{\Delta t} = - \frac{1}{D} \frac{\Delta D}{\Delta t}$$

(4) $\therefore$ ไดเวอร์เจนซ์ในแนวนอน $= \frac{1}{A} \frac{\Delta A}{\Delta t}$ ดังนั้นสามารถเขียนในรูป

$$\therefore \text{DIV}_2 V = - \frac{1}{D} \frac{\Delta D}{\Delta t}$$

(5) $\frac{1}{D} \frac{\Delta D}{\Delta t}$ เรียกว่าการยืดตัวออกในแนวตั้ง (Vertical Stretching)
หากมีเครื่องหมายเป็นลบเป็นการชี้ให้เห็นว่าการหดตัวลง
ของอากาศในแนวตั้ง

6) กล่าวโดยสรุป เราพบว่าในบรรยากาศที่อัดตัวไม่ได้ (incompressible) ไตเวอร์เจนซีในแนวนอน (horizontal divergence) เทียบได้กับการหดตัว (contraction) ในแนวตั้ง และคอนเวอร์เจนซีในแนวนอนเทียบได้กับการยืดตัว (stretching) ออกในแนวตั้ง

ฉ. การเปลี่ยนแปลงพื้นที่ของกล่องที่ได้เราได้กล่าวมาแล้วนั้นขึ้นอยู่กับสนามลมในแนวระนาบ ซึ่งเรากำหนดด้วย

$$\text{DIV}_2 V = \frac{1}{A} \frac{\Delta A}{\Delta t} = \frac{\Delta U}{\Delta X} + \frac{\Delta V}{\Delta Y}$$

เมื่อ $\frac{\Delta U}{\Delta X}$ และ $\frac{\Delta V}{\Delta Y}$ เป็นการเปลี่ยนแปลงของมิติในแนวระนาบ (horizontal dimension) ของพื้นที่

ในการเปลี่ยนแปลงของมิติในแนวตั้ง (vertical dimension) ของกล่อง นั้นคือความลึก แสดงถึงการเปลี่ยนแปลงความเร็วในแนวตั้ง (vertical velocity) (w) ที่มีทิศทางไปตามแกน Z ผลต่างของความเร็วในแนวตั้ง บริเวณส่วนยอดกับฐานของกล่องเป็นการวัดอัตราการเปลี่ยนแปลงความลึกของกล่อง (ไตเวอร์เจนซีในแนวตั้ง) ในการคำนวณความสัมพันธ์เขียนสูตรได้ดังนี้

$$(1) \frac{1}{D} \frac{\Delta D}{\Delta t} = \frac{\Delta w}{\Delta Z} = \frac{w_2 - w_1}{\Delta Z}$$

(2) ถ้า $w_2 > w_1$ ความลึกของกล่องจะเพิ่มขึ้นต่อเวลาที่เปลี่ยนแปลงไป (รูปที่ 56)

ถ้า $w_2 < w_1$ ความลึกของกล่องจะลดลงต่อระยะเวลาที่เปลี่ยนแปลงไป

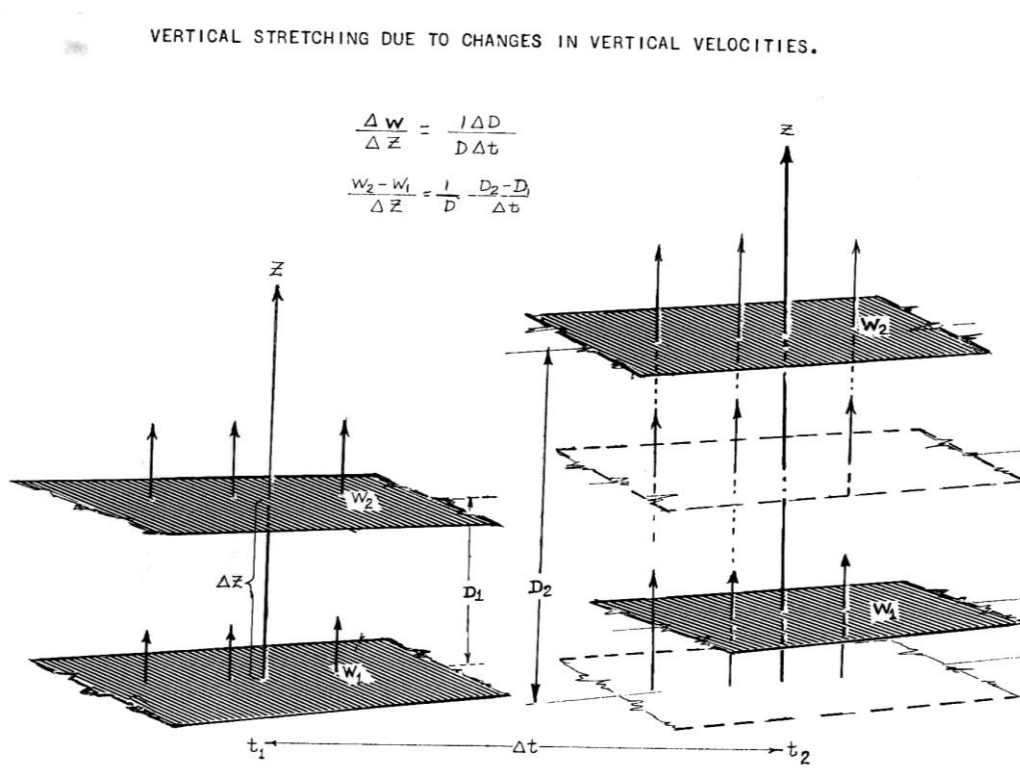
ซ. จากความสัมพันธ์ดังกล่าวเรานำมาหาความเชื่อมโยงระหว่าง การเปลี่ยนแปลงพื้นที่ในแนวระนาบ (ไตเวอร์เจนซี) กับการเคลื่อนในแนวตั้ง ได้ดังนี้

$$\text{DIV}_2 V = \frac{1}{A} \frac{\Delta A}{\Delta t} = - \frac{1}{D} \frac{\Delta D}{\Delta t} = - \frac{\Delta w}{\Delta Z}$$

ด้วยเหตุนี้ ไตเวอร์เจนซีในแนวระนาบเกิดร่วมกับการหดตัวในแนวตั้ง และคอนเวอร์เจนซีในแนวระนาบ เกิดร่วมกับการยืดตัวออกในแนวตั้ง

ข. ความเป็นเหตุเป็นผลที่ได้กล่าวข้างต้นทั้งหมดมีแหล่งที่มาจากการสมการของความต่อเนื่อง (equation of continuity) ที่กล่าวถึงการอนุรักษ์มวล (conservation of mass) ผลในเชิงกระทำของการอนุรักษ์มวลและบรรยากาศที่อัดตัวไม่ได้อาจสรุปได้ดังนี้

- 1) ถ้าอากาศถูกบีบอัดในแนวระนาบ (คอนเวอร์เจนซ์) อากาศจะยืดตัวออกในแนวตั้ง
- 2) ถ้าอากาศยืดเหยียดออกหรือขยายตัวในแนวระนาบ (ไดเวอร์เจนซ์) อากาศจะหดตัวหรือย่อเล็กลงในแนวตั้ง



รูปที่ 56 การยืดตัวของอากาศในทางตั้ง อันเนื่องจากการเปลี่ยนแปลงของความเร็วลมในทางตั้ง

สรุปสูตรที่ใช้ในการคำนวณ

(1) Conservation of Mass : $\frac{\Delta M}{\Delta t} = 0$

(2) Incompressibility : $\frac{\Delta V}{\Delta t} = \frac{\Delta A D}{\Delta t} = 0$

หรือ $\frac{1}{\rho} \frac{\Delta \rho}{\Delta t} = 0$

(3) ความสัมพันธ์ระหว่างการเปลี่ยนแปลงความลึกกับความเร็วในแนวตั้ง (Vertical velocity)

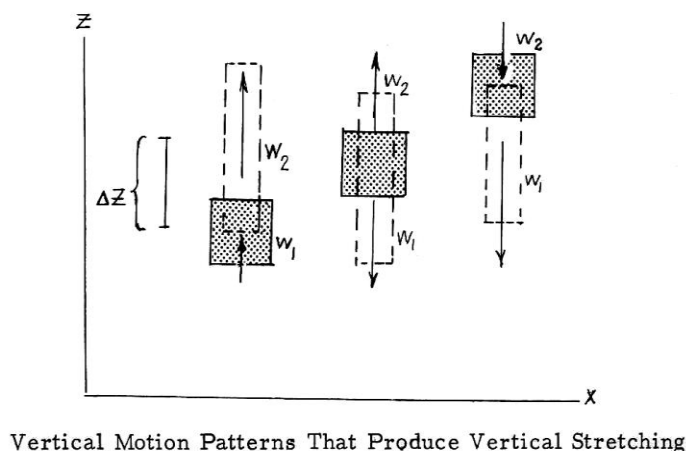
$$\frac{1}{D} \frac{\Delta D}{\Delta t} = \frac{\Delta w}{\Delta z} = \frac{w_2 - w_1}{\Delta z}$$

(4) การหดตัวในแนวตั้ง : $\frac{\Delta w}{\Delta z} = (-)$
(vertical contraction)

(5) การยืดออกในแนวตั้ง : $\frac{\Delta w}{\Delta z} = (+)$
(vertical stretching)

3. ไดเวอร์เจนซ์และการเคลื่อนที่ในแนวตั้ง

ก. ในหัวข้อที่ผ่านมาได้แสดงให้เห็นแล้วว่าเมื่อมีการเคลื่อนที่เข้าหากัน (converges) ในแนวระนาบ ณ ระดับใด ๆ จะก่อให้เกิดการยืดตัวออกในแนวตั้งเพื่อเป็นการอนุรักษ์มวล อย่างไรก็ตามมีความหลากหลายของการเกิดร่วมกันของความเร็วในแนวตั้ง (vertical velocities) อันเป็นผลทำให้เกิดการยืดตัวออกของระดับนั้นๆ รูปที่ 57 แสดงถึงความหลากหลายของความเร็วในแนวตั้ง



รูปที่ 57 รูปแบบการเคลื่อนที่ในแนวตั้งที่ก่อให้เกิดการยืดตัวในทางตั้ง

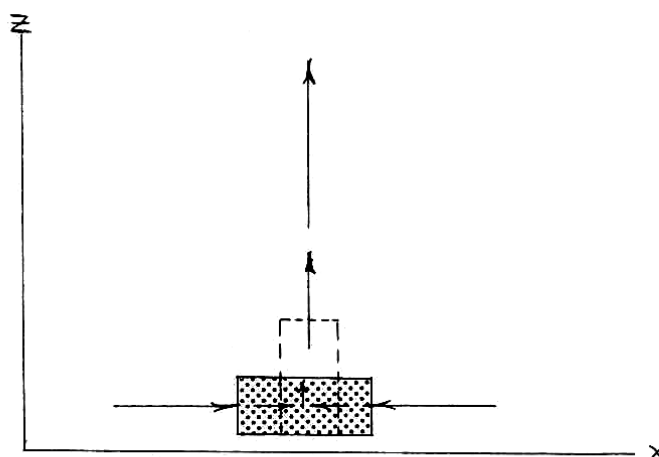
จากรูปที่ 57

ซ้ายสุด ความเร็ว $w_1 < w_2$ แต่มีทิศทางไปในทางเดียวกัน (ขึ้นสู่เบื้องบน) ผลลัพธ์อากาศตอนล่างจะเคลื่อนที่ไม่พ้นอากาศตอนบน ดังนั้น จึงทำให้อากาศก้อนนี้ยืดตัวออกในทางตั้ง

กลาง ความเร็ว w_1 และ w_2 กระทำในทิศทางตรงข้าม (w_1 ในทิศทางลงสู่เบื้องล่าง w_2 ทิศทางขึ้นสู่เบื้องบน)

ขวาสุด ความเร็ว $w_1 > w_2$ แต่มีทิศทางตามกันลงสู่เบื้องล่าง ผลลัพธ์ อากาศตอนล่างจะเคลื่อนที่ไปเร็วกว่าอากาศตอนบน ดังนั้น จึงทำให้อากาศก้อนนี้ยืดตัวออกในแนวตั้ง

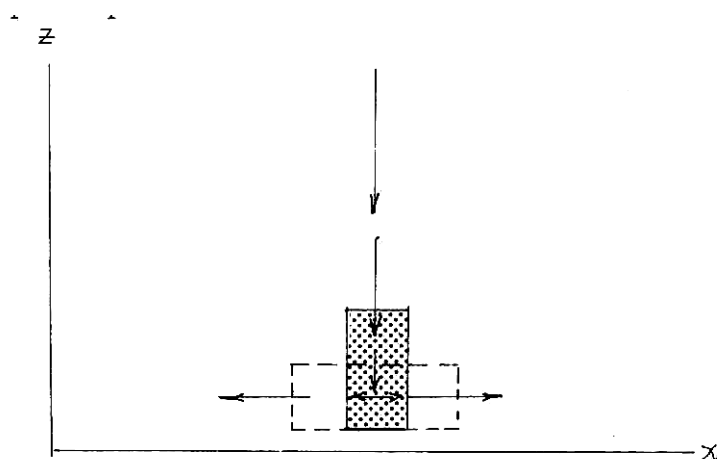
แต่ถ้าเราเจาะจงให้ระดับนั้นเกิดขึ้นที่ระดับผิวพื้นและมีการเคลื่อนเข้าหากันในแนวระนาบ (horizontal convergence) เพียงอย่างเดียว การยืดตัวออกในแนวตั้งจะเกิดขึ้นได้เพียงอย่างเดียวคือการเคลื่อนที่ขึ้นในแนวตั้ง การเคลื่อนที่ขึ้นในแนวตั้งต้องเพิ่มขึ้นตามความสูงทั้งนี้เพราะว่าค่าการเคลื่อนที่ขึ้นในแนวตั้งที่ผิวพื้นมีค่าเป็นศูนย์ ทั้งนี้ไม่พิจารณาผลกระทบจากลักษณะของผิวพื้น รูปที่ 58 แสดงแนวคิดตามที่ได้กล่าวมาแล้ว



**Vertical Stretching Produced by Horizontal Convergence
in the Surface Layer.**

รูปที่ 58 อากาศยืดตัวออกในแนวตั้งอันเนื่องจากการเคลื่อนที่เข้าหากันของอากาศในแนวนอนที่ผิวพื้น

ข. จากเหตุผลเดียวกันนี้เราสามารถนำไปประยุกต์กับระดับผิวพื้นที่ประกอบด้วย การเคลื่อนที่แยกออกจากกัน (divergence) เพียงอย่างเดียว ระดับนี้จะตกอยู่ภายใต้อิทธิพลของการหดลงในแนวตั้งเพื่อการอนุรักษ์มวลของอากาศ การเคลื่อนที่ในแนวตั้งที่ระดับผิวพื้นมีค่าเป็นศูนย์ และเกิดการแยกออกจากกัน (ไดเวอร์เจนซ์) ในแนวระนาบ การหดย่อลงในแนวตั้งเกิดขึ้นได้จากการเคลื่อนที่ลงในแนวตั้งในชั้นนี้ รูปที่ 59 แสดงให้เห็นหลักการดังกล่าว



**Vertical Contraction Produced by Horizontal Divergence
in the Surface Layer.**

รูปที่ 59 การหดย่อลงของอากาศในแนวตั้งที่เกิดจากไดเวอร์เจนซ์ในแนวระนาบที่ผิวพื้น

ค. จากหลักการของการอนุรักษ์มวลและการอัดตัวไม่ได้ของบรรยากาศ ทำให้เราสามารถนำข้อสรุปที่จะกล่าวต่อไปนี้ไปใช้กับบรรยากาศชั้นล่างที่ระดับความสูง 5,000 – 8,000 ฟุตเหนือพื้นดิน ข้อสรุปดังกล่าวคือ

1) คอนเวอร์เจนซ์ในแนวระนาบระดับต่ำเกิดร่วมกับการเคลื่อนที่ในแนวตั้งและการยืดออกในแนวตั้ง ซึ่งหมายความว่ามีการนำพาความชื้นขึ้นสู่เบื้องบนเกิดกระบวนการเย็นลงแบบอะเดียเบติก จนกระทั่งอากาศอิ่มตัวและกลั่นตัวกลายเป็นหยดน้ำรวมตัวกันเป็นเมฆและมีโอกาสที่จะเกิดฝนได้ด้วย

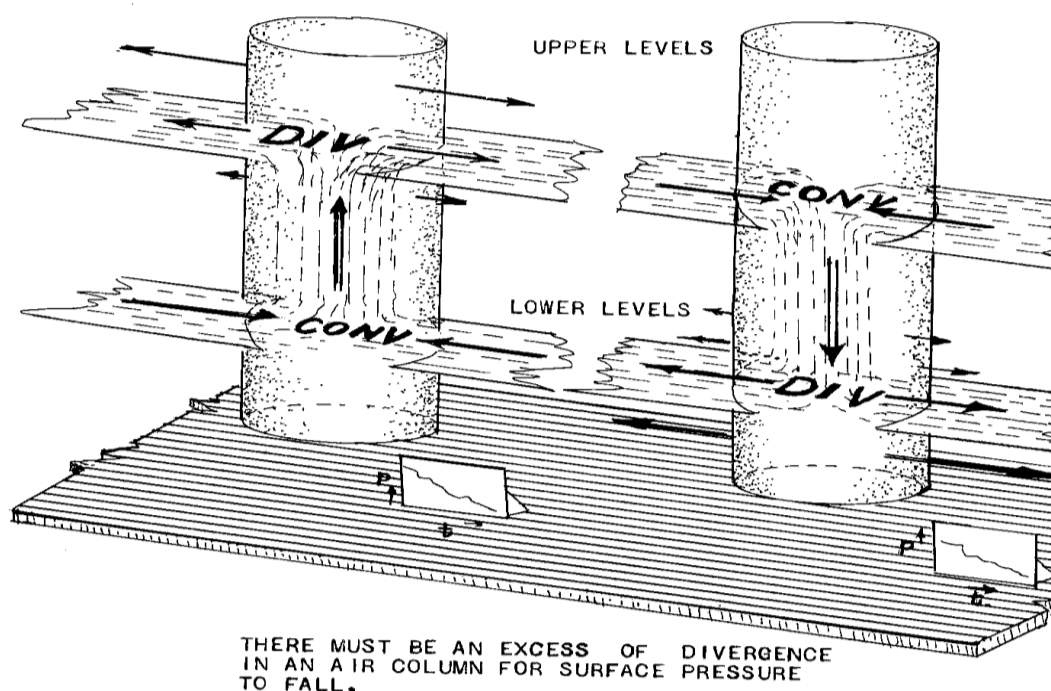
2) ไดเวอร์เจนซ์ในแนวระนาบระดับต่ำเกิดร่วมกับการเคลื่อนที่ลงในแนวตั้งและการหดตัวในแนวตั้ง หมายความว่า การจมตัวลง อุ่นขึ้นและแห้งขึ้นเป็นเหตุให้เกิดการยับยั้งการเกิดเมฆ และ/หรืออากาศแจ่มใส

ง. ข้อควรพิจารณาจากข้อสรุปข้างต้นคือการเคลื่อนที่ในแนวตั้งอาจมีเครื่องหมายใดก็ได้ (+หรือ-) เพื่อความเหมาะสมของการเกิดสภาพอากาศจำเป็นต้องมีคอนเวอร์เจนซ์และการเคลื่อนที่ขึ้นในแนวตั้งเกิดขึ้นที่ระดับผิวพื้น เหนือขึ้นไปควรซ้อนทับด้วยรูปแบบไม่ว่าจะเป็นการเคลื่อนที่ลงในทางตั้งกำลังอ่อนหรือผลรวมสุทธิ(net)ยังคงเป็นการยกตัวขึ้นเพื่อให้มีการเคลื่อนตัวขึ้นเพิ่มขึ้นหลังจากที่เกิดคอนเวอร์เจนซ์ที่ระดับต่ำก่อให้เกิดการแพร่กระจายในแนวตั้งสูงยิ่งขึ้น โชคดีที่ได้มีการทดลองจนเป็นที่แน่ชัดแล้วว่าสภาพอากาศที่เกิดขึ้นมีความสัมพันธ์กับคอนเวอร์เจนซ์ระดับต่ำ หรือการยับยั้งการก่อตัวของเมฆมีความสัมพันธ์กับไดเวอร์เจนซ์ระดับต่ำ ความสัมพันธ์ระหว่างสภาพอากาศกับไดเวอร์เจนซ์เป็นสิ่งที่มีความสำคัญมากที่สุดและเป็นเครื่องมือที่มีความน่าเชื่อถือสำหรับการพิจารณาความสัมพันธ์ของลมกับสภาพอากาศ (wind-weather) ซึ่งจะกล่าวในหัวข้อถัดไป

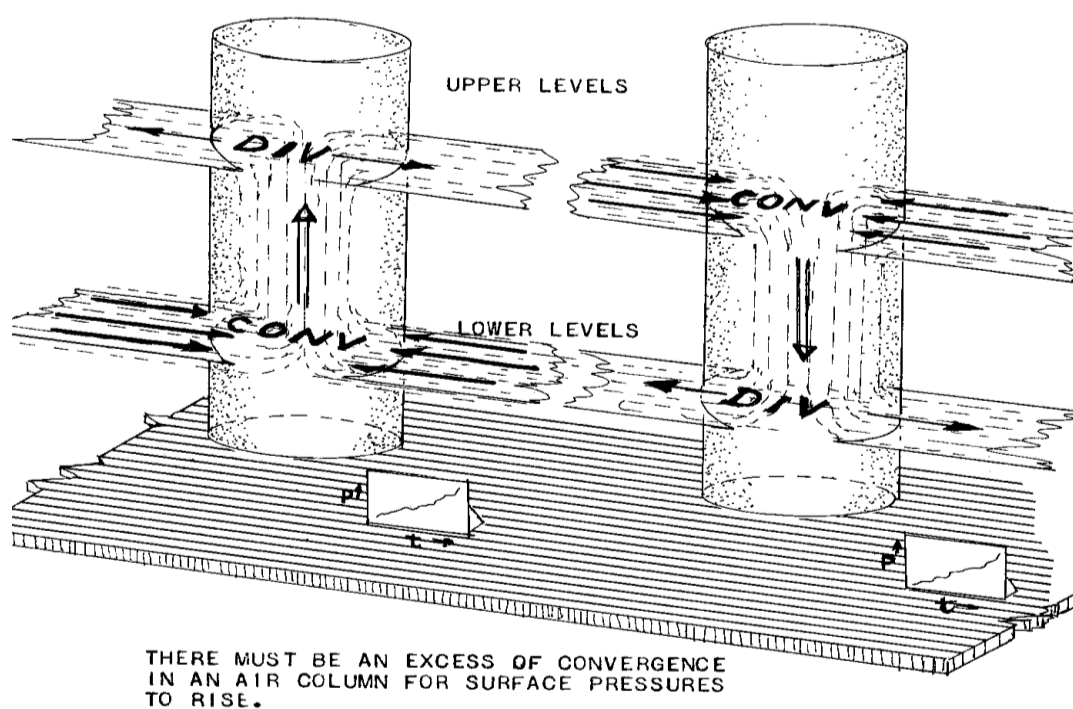
4. ไดเวอร์เจนซ์และการเปลี่ยนแปลงความกดอากาศ

ก. ผลลัพธ์อื่น ๆ จากหลักการความต่อเนื่อง(continuity)หรือการอนุรักษ์มวลได้แก่ ผลกระทบของรูปแบบคอนเวอร์เจนซ์-ไดเวอร์เจนซ์ในแนวตั้งที่มีต่อการเปลี่ยนแปลงความกดอากาศ จากหลักฐานในเชิงอนุมาณ เชิงประจักษ์ และการทดลองบ่งชี้ไปในทำนองเดียวกันว่าการเปลี่ยนแปลงในแนวตั้งของไดเวอร์เจนซ์ในแนวระนาบมีความสำคัญอย่างมากในการที่จะก่อให้เกิดการเปลี่ยนแปลงความกดอากาศที่ผิวพื้นและความซับซ้อนของการก่อตัวของระบบความกดอากาศโดยภาพรวม หลักการหรือแนวคิดดังกล่าวนำเสนอครั้งแรกโดย W.H. Dine ในปี 1912 ซึ่งเรียกว่า “Dine’s Compensation Principles”

ข. เป็นที่ทราบแล้วว่าความกดอากาศที่ผิวพื้นเพิ่มขึ้นจำเป็นต้องมีมวลรวมสุทธิเพิ่มขึ้นตลอดความลึกในแนวตั้งของคอลัมน์ของอากาศนั้น (vertical depth of an air column) ในทางตรงข้ามก็เป็นจริงเช่นกันสำหรับการลดลงของความกดอากาศ ต้องมีมวลรวมสุทธิในคอลัมน์ของอากาศสูญเสียไป Dine และบุคคลอื่น ๆ ในภายหลังได้นำเสนอว่าแนวโน้มการเปลี่ยนแปลงความกดอากาศ (pressure tendency) และการเปลี่ยนแปลงระบบความกดอากาศขึ้นอยู่กับค่าเครื่องหมายรวมสุทธิ (net sign) ของไดเวอร์เจนซ์ในคอลัมน์ของอากาศนั้น อาจเป็นไปได้ที่จะพบว่าไดเวอร์เจนซ์เกิดขึ้นในหลายระดับเรียงซ้อนทับขึ้นไปในแนวตั้ง ปัญหาในการกำหนดค่าผลรวมสุทธิของไดเวอร์เจนซ์หรือคอนเวอร์เจนซ์ในคอลัมน์แนวตั้งจะมีความซับซ้อน Dine ได้สร้างแบบจำลอง (model) แสดงเงื่อนไขการลดลงของความกดในคอลัมน์ของอากาศแสดงดังรูปที่ 60 ก ในกรณีตรงข้ามสำหรับการเพิ่มขึ้นของความกดในคอลัมน์ของอากาศแสดงดังรูปที่ 60 ข โดยประเมินจากข้อสันนิษฐานที่ว่าเกิดไดเวอร์เจนซ์(คอนเวอร์เจนซ์)โดยตลอดภายในคอลัมน์ของอากาศนั้น เป็นไปไม่ได้เพราะคุณสมบัติของการอนุรักษ์มวลและการอัดตัวไม่ได้ของบรรยากาศ



รูปที่ 60 ก ไตเวอร์เจนซ์ในคอลัมน์ของอากาศมากกว่า(คอนเวอร์เจนซ์)ทำให้ความกดอากาศที่ผิวพื้นลดลง



รูปที่ 60 ข คอนเวอร์เจนซ์ในคอลัมน์ของอากาศมากกว่า(ไดเวอร์เจนซ์)ทำให้ความกดอากาศที่ผิวพื้นเพิ่มขึ้น

5. ไดเวอร์เจนซ์และการก่อตัวของระบบความกดอากาศ

ก. ในทางทฤษฎีและหลักฐานในเชิงประจักษ์ (empirical evidence) พบว่า ในช่วงการก่อตัวของระบบความกดอากาศ ลัทธิฐานได้ว่าบรรยากาศได้มีการจัดโครงสร้างในทางตั้งให้เป็นระเบียบในระดับหนึ่งแทนที่จะมีรูปแบบในลักษณะการสุ่มของไไดเวอร์เจนซ์ โดยที่บรรยากาศจะจัดโครงสร้างการเคลื่อนที่ในรูปแบบของความต่อเนื่องของการลอยตัวขึ้นและ/หรือจมตัวลงภายในของการก่อตัวของระบบความกดอากาศนั้น ในการหาวิธีการวัดค่าที่แท้จริงของไไดเวอร์เจนซ์(คอนเวอร์เจนซ์)ว่ามีค่าสุทธิ (net)ที่เกิดขึ้นในคอลัมน์ของอากาศจำเป็นต้องคำนวณหาหลายระดับความสูงเพื่อนำมาหาผลรวมเหล่านั้นแล้วนำมาพิจารณาเครื่องหมายว่าสุดท้ายจะเป็นบวกหรือลบ (net sign) ในทางปฏิบัติวิธีการนี้ไม่เหมาะกับการนำมาใช้ในการปฏิบัติงานจริง ดังนั้นเราจึงย้อนกลับไปพิจารณาจากแบบจำลองการเปลี่ยนแปลงโครงสร้างในทางตั้งของไไดเวอร์เจนซ์ ซึ่งแบบจำลองเหล่านี้ได้รับการยืนยันในทางทฤษฎี ในเชิงประจักษ์และสถิติ

ข. แบบจำลองผ่านการทดสอบในช่วงเวลาที่ผ่านมา (อย่างน้อยในแถบละติจูดกลาง) รูปแบบทั่วไปที่พบจากแบบจำลองสรุปได้ดังนี้ (รูปที่ 61)

(1) โดยเฉลี่ยจะมี 2 ระดับที่มีค่าไไดเวอร์เจนซ์ที่แท้จริง (absolute divergence) สูงสุด โดยที่ระดับแรกอยู่ที่โทรโปพอสและอีกระดับหนึ่งใกล้กับผิวพื้น

(2) บริเวณที่อยู่ต่ำกว่าหรือสูงกว่าสนามไไดเวอร์เจนซ์ที่ค่อนข้างมีขนาด (magnitude) เกือบใกล้เคียงกันแต่มีเครื่องหมายต่างกัน

(3) ระหว่างค่าสูงสุด (maxima) คือระดับหรือระนาบที่เกิดการเปลี่ยนแปลงของเครื่องหมาย (จากลบเป็นบวกหรือจากบวกเป็นลบ) ซึ่งเรียกว่า ระดับปราศจากไไดเวอร์เจนซ์ (level of non divergence)

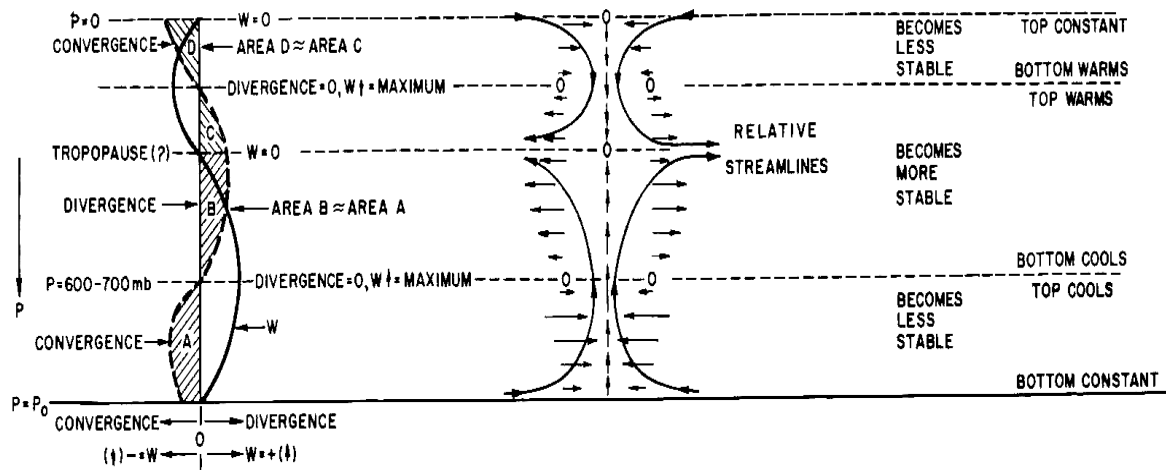
(4) การเปลี่ยนกลับของเครื่องหมาย (sign change) เฉลี่ยอยู่ที่ระดับความสูง 600 mb (ในแถบละติจูดกลาง)

(5) ความเร็วในแนวตั้ง (vertical velocity) มีค่าสูงสุดที่แท้จริง (absolute maxima) จะอยู่ใกล้หรือที่ระดับ level of non divergence และค่าต่ำสุดจะปรากฏที่ระดับผิวพื้นหรือใกล้กับระดับโทรโปพอส

ค. รูปแบบในแบบจำลองนี้อาจนำไปใช้เพื่อให้ได้มาซึ่งผลการพิจารณาจากสนามลมเพียงหนึ่งหรือสองระดับที่กำหนดให้มากกว่าที่จะเป็นการหาผลรวมของผลกระทบของไไดเวอร์เจนซ์ในหลายระดับอันจะนำไปสู่เครื่องหมายที่แท้จริงของความเร็วในการเคลื่อนที่ในแนวตั้ง (vertical velocity)

(1) ไไดเวอร์เจนซ์กำลังแรงที่ระดับ 200 หรือ 300 mb มักเกิดร่วมกับคอนเวอร์เจนซ์ใกล้กับระดับผิวพื้น โดยจะมีการเคลื่อนตัวขึ้นในแนวตั้ง (positive vertical motion) จนถึงระดับ 500 mb

(2) บริเวณที่มีไไดเวอร์เจนซ์กำลังแรงในระดับ 300 mb ที่ยังไม่ส่งผลต่อการก่อตัวของระบบความกดอากาศที่ผิวพื้น ควรเฝ้าระวังอย่างต่อเนื่อง ถ้าหากบริเวณไไดเวอร์เจนซ์กำลังแรงในระดับ 300 mb นั้นเคลื่อนตัวไปปกคลุมเหนือบริเวณคอนเวอร์เจนซ์ที่อยู่ใกล้กับระดับผิวพื้นให้เฝ้าสังเกตการก่อตัวของระบบความกดอากาศหรือในทางกลับกันหากมีการเคลื่อนที่ของความปั่นป่วนที่ผิวพื้น (surface disturbances) เข้าสู่ภายใต้พื้นที่ไไดเวอร์เจนซ์รุนแรงระดับบน ซึ่งเป็นที่ยืนยันมานานแล้วว่าเป็นกลไกที่กระตุ้นการก่อตัวของพายุหมุนเขตร้อน



(A) VERTICAL MOTION (W) AND DIVERGENCE USUALLY OCCURRING IN AN AREA OF FALLING SURFACE PRESSURE.

(B) ARROWS INDICATE THE VERTICAL AND HORIZONTAL MOTION RELATIVE TO THE MEAN HORIZONTAL FLOW. THE RELATIVE STREAMLINES ARE ALSO SHOWN.

(C) EFFECT ON LAPSE RATE

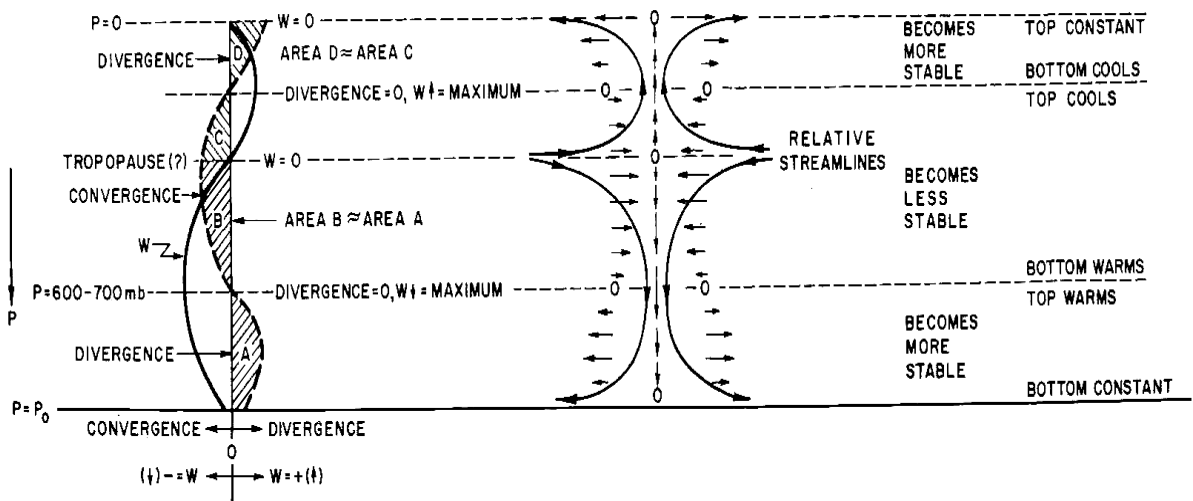
(D) EFFECT ON TEMPERATURE

(A) การเคลื่อนที่ในแนวตั้ง (W) และไดเวอร์เจนซ์ ปกติเกิดขึ้นในพื้นที่ของการลดลงของความกดอากาศ

(B) ลูกศรแสดงการเคลื่อนที่ในแนวตั้งและแนวระนาบสัมพันธ์กับค่าเฉลี่ยของการไหลของอากาศในแนวระนาบหรือสัมพันธ์กับเส้นลายกระแส

(C) ผลต่ออัตราการเปลี่ยนแปลงการทรงตัวของบรรยากาศ

(D) ผลต่อการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิ



(A) VERTICAL MOTION (W) AND DIVERGENCE USUALLY OCCURRING IN AN AREA OF RISE SURFACE PRESSURE.

(B) ARROWS INDICATE THE VERTICAL AND HORIZONTAL MOTION RELATIVE TO THE MEAN HORIZONTAL FLOW. THE RELATIVE STREAMLINES ARE ALSO SHOWN.

(C) EFFECT ON LAPSE RATE

(D) EFFECT ON TEMPERATURE

(A) เคลื่อนที่ในแนวตั้ง (W) และไดเวอร์เจนซ์ ปกติเกิดขึ้นในพื้นที่ของการเพิ่มขึ้นของความกดอากาศ

(B) ลูกศรแสดงการเคลื่อนที่ในแนวตั้งและแนวระนาบสัมพันธ์กับค่าเฉลี่ยของการไหลของอากาศในแนวระนาบหรือสัมพันธ์กับเส้นลายกระแส

(C) ผลต่ออัตราการเปลี่ยนแปลงการทรงตัวของบรรยากาศ

(D) ผลต่อการเปลี่ยนแปลงอุณหภูมิ

รูปที่ 61 แบบจำลองการจัดโครงสร้างการเคลื่อนที่ในแนวตั้งของบรรยากาศ

ง. ความขัดแย้งของไดเวอร์เจนซ์และการเปลี่ยนแปลงความกดเห็นได้ชัดจนว่าสร้างความสับสนเล็กน้อย เมื่อพิจารณาอย่างผิวเผิน กล่าวคือศูนย์กลางความกดอากาศต่ำที่ผิวพื้นเป็นพื้นที่ของการลดลงของความกดอากาศและมีการสะสมมวลของอากาศอยู่ในระดับต่ำ (คอนเวอร์เจนซ์) ซึ่งการสะสมมวลของอากาศจะต้องทำให้ความกดอากาศเพิ่มขึ้น แต่ข้อเท็จจริงที่ความกดอากาศต่ำและความกดลดลงนั้น เนื่องจากไดเวอร์เจนซ์ในระดับบนแรงกว่าทำให้น้ำมวลของอากาศออกไปได้เร็วกว่าการสะสมมวลของอากาศในระดับต่ำ เหตุผลดังกล่าวสามารถนำไปประยุกต์ใช้ในการกระจายในแนวตั้งหรือไดเวอร์เจนซ์ที่เกี่ยวข้องกับบริเวณความกดอากาศสูงและพื้นที่ที่มีความกดเพิ่มขึ้นแต่มีลักษณะตรงข้ามกับกรณีของความกดอากาศต่ำ

จ. รูปแบบไดเวอร์เจนในแนวตั้งที่ก่อให้เกิดการก่อตัวของระบบความกดอากาศต่ำมีความคล้ายคลึงกับการไหลของอากาศของเตาผิงไฟ ซึ่งแสดงให้เห็นถึงบทบาทของการไหลเข้าหากัน(คอนเวอร์เจนซ์)ในระดับต่ำและเป็นสาเหตุทำให้อากาศไหลขึ้น โดยที่อากาศที่ถูกทำให้ร้อนได้ขยายตัวขึ้นในแนวตั้งไปตามปล่องไฟ ส่วนรูที่อยู่ด้านบนของปล่องไฟทำหน้าที่ระบายออก(ไดเวอร์เจนซ์)ของอากาศที่ไหลขึ้นมาในช่วงแรก ถ้ามีลมพัดผ่านตอนบนของปล่องไฟก็จะทำให้มีการดูดเกิดขึ้น ก่อให้เกิดกระแสอากาศไหลขึ้นมาตามปล่องไฟเพิ่มมากขึ้น (รูปที่ 62 ก) แต่ถ้าหากนำภาชนะมาวางทับบนปล่องไฟเพื่อยับยั้งการกระจายออกของอากาศในปล่องไฟ อากาศก็จะหยุดไหลขึ้นและท้ายที่สุดจะไหลย้อนกลับ ซึ่งทำให้ไฟดับหรือควันเต็มห้อง (รูปที่ 62 ข)

ฉ. หากเรานำความคล้ายคลึงกันตามที่กล่าวแล้วข้างต้นมาประยุกต์ใช้กับการก่อตัวของการปั่นป่วนในเขตร้อน (Tropical disturbances) พอดีสรุปได้ดังนี้

(1) พื้นผิวในน่านน้ำที่อุ่นและเต็มไปด้วยพลังงานความร้อนจากดวงอาทิตย์จะเป็นจุดเริ่มต้นของแหล่งพลังงานความร้อน ซึ่งเปรียบเสมือนพื้นสำหรับก่อไฟ

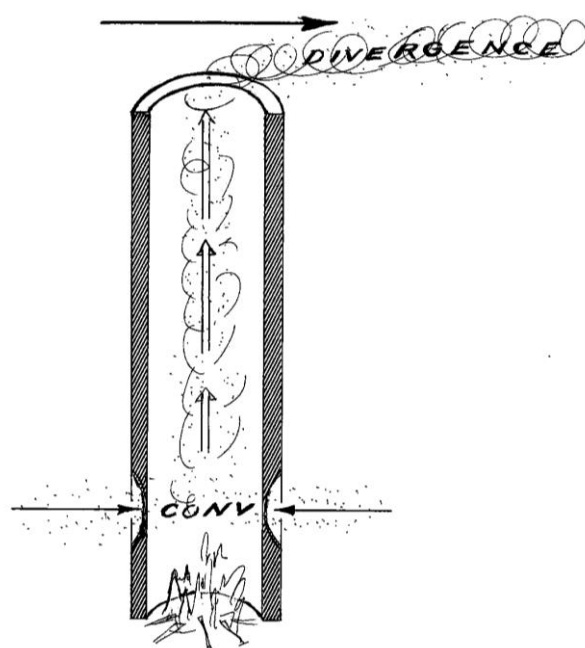
(2) ในระดับต่ำอากาศอุ่นและความชื้นสูงลอยตัวขึ้น เมื่อใดก็ตามที่โครงสร้างของคอนเวอร์เจนซ์เกิดขึ้นจะเป็นการเริ่มต้นของการเคลื่อนที่ขึ้น

(3) ความร้อนแฝงจากการกลั่นตัวถูกปล่อยออกมาจากการที่อากาศขยายตัวและกลั่นตัว เป็นการเพิ่มพลังงานให้กับระบบ

(4) จำเป็นต้องมีปล่องไฟและจำเป็นต้องมีการก่อตัวของกระแสอากาศ (draft)ไหลขึ้นเพื่อทำให้เกิดการเคลื่อนที่ในแนวตั้งเป็นไปอย่างต่อเนื่องและเพิ่มขึ้น ซึ่งไดเวอร์เจนซ์ระดับบนจะเป็นตัวการที่ทำให้เกิดเหตุการณ์ดังกล่าวและต้องเปิดภาชนะที่วางไว้บนปล่องไฟออกเพื่อให้ระบบได้พัฒนาต่อไป

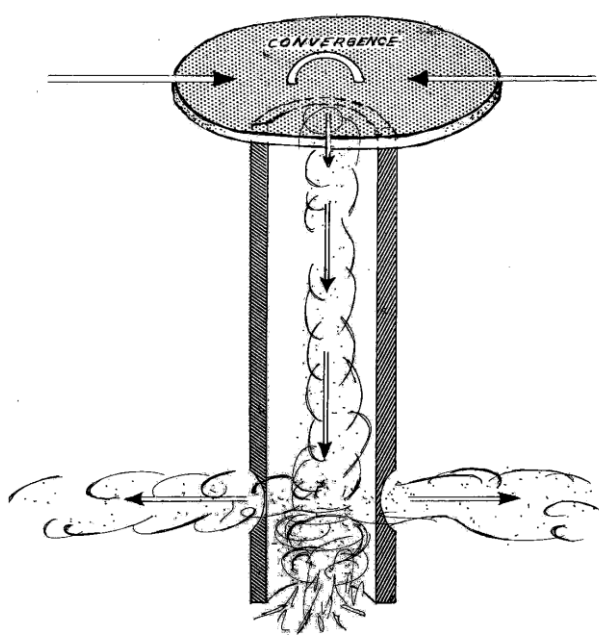
(5) ถ้าปราศจากซึ่งตำแหน่งที่อยู่เหนือขึ้นไปเป็นไดเวอร์เจนซ์ (ปล่องไฟ) ระบบพายุที่เริ่มก่อตัวนั้นจะไม่มีโอกาสได้พัฒนาขึ้นเป็นพายุหมุนเขตร้อนได้

ข. ข้อความสำคัญที่กล่าวข้างต้นคือการจัดระเบียบโครงสร้าง (organization) ทันทีที่ความกดอากาศสูงหรือความกดอากาศต่ำเกิดขึ้นจะแสดงให้เห็นถึงการเคลื่อนที่ที่มีการจัดระเบียบและมีโครงสร้างที่ชัดเจน ปัญหาของการพยากรณ์ในหลาย ๆ กรณีนำไปสู่การรับรู้ในแง่ลบของปัญหาที่ว่า การจัดระเบียบและโครงสร้างนั้นกำลังจะเพิ่มขึ้น ลดลง หรือไม่มีเปลี่ยนแปลงต่อเวลาที่เปลี่ยนไป ความลับของการพยากรณ์การก่อตัวของระบบใหม่ที่จะเกิดขึ้นคือการคาดการณ์การจัดระเบียบของรูปแบบที่ยังไม่ได้จัดระเบียบก่อนหน้านี้ว่ามีแนวโน้มจะเป็นไปในรูปแบบใด เช่น ในกรณีรูปแบบของไดเวอร์เจนซ์ เราต้องค้นหาช่วงเวลาของตำแหน่งที่เหมาะสมที่สุดที่มีลักษณะของไดเวอร์เจนซ์กำลังแรงในระดับบนอยู่เหนือคอนเวอร์เจนซ์ระดับต่ำ



CHIMNEY EFFECT OF UPPER LEVEL DIVERGENCE

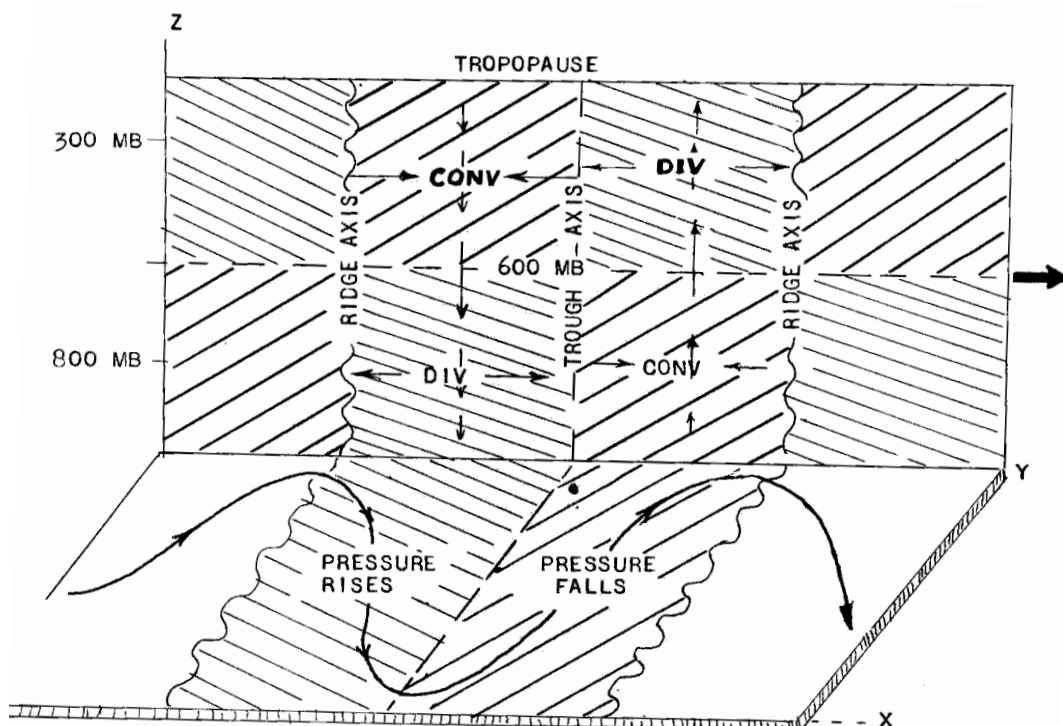
รูปที่ 62 ก ผลการลอยตัวขึ้นของควันทามปล่องไฟเนื่องเกิดจากไดเวอร์เจนซ์ระดับบน



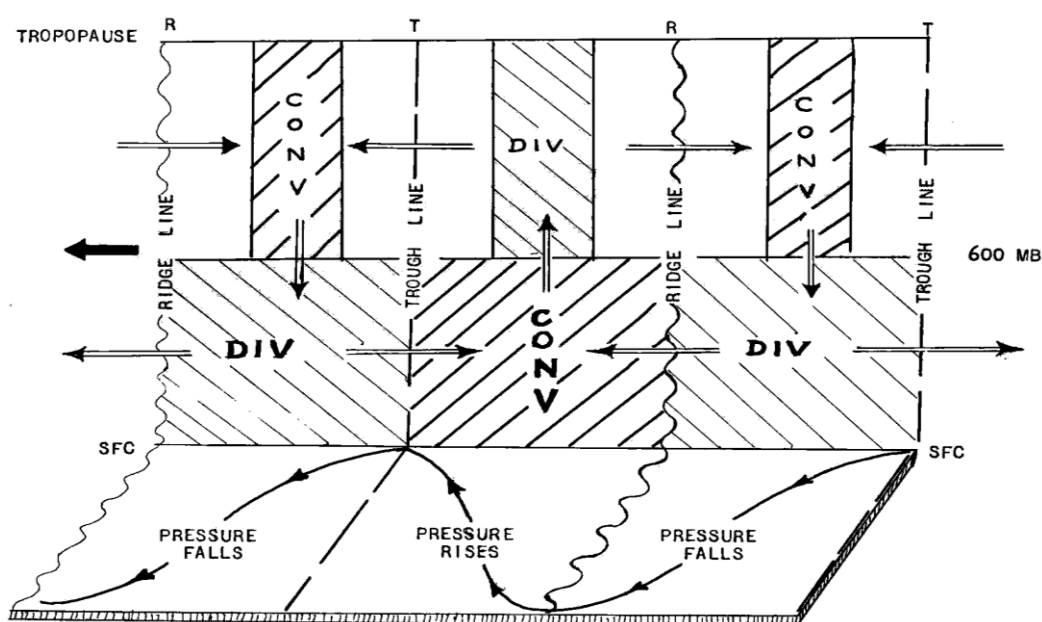
DAMPING EFFECT OF UPPER LEVEL CONVERGENCE

รูปที่ 62 ข ผลการยับยั้งการลอยตัวขึ้นของควันทามปล่องไฟเนื่องจากคอนเวอร์เจนซ์ระดับบน

ข. ข้อพิจารณาของแบบจำลองระบบร่องความกดอากาศต่ำ (Trough) และลิ้มความกดอากาศสูง (Ridge) ที่เคลื่อนตัวไปทางทิศตะวันออกในเขตละติจูดกลางแสดงดังรูปภาพที่ 63 ข้อสังเกตการจัดรูปแบบไดเวอร์เจนซ์และคอนเวอร์เจนซ์ที่แสดงบนกระดานที่เป็นตาราง (checkerboard) มีความสำคัญอย่างมากสำหรับระบบที่แผ่ออกไปทางทิศตะวันออกโดยปราศจากการเปลี่ยนรูปแบบ (shape) (การคงสภาพของระบบร่องความกดอากาศต่ำและลิ้มความกดอากาศสูง) สำหรับรูปที่ 64 แสดงลักษณะของแบบจำลองระบบร่องความกดอากาศต่ำและลิ้มความกดอากาศสูงที่เคลื่อนที่ไปทางทิศตะวันตก



รูปที่ 63 รูปแบบโครงสร้างของไดเวอร์เจนซ์และคอนเวอร์เจนซ์ของระบบที่มีการเคลื่อนตัวไปด้านตะวันออก



รูปที่ 64 แบบจำลอง(ที่มีการขดเขยค่าคอนเวอร์เจนซ์/ไดเวอร์เจนซ์)ของระบบการเคลื่อนตัวไปทางทิศตะวันตก

6. ความสัมพันธ์ของไดเวอร์เจนซ์กับวอร์ติซิตีและการเคลื่อนที่ในแนวตั้ง (Relation of Divergence to Vorticity and Vertical motion)

ก. ตอนนี้เราพร้อมที่จะเชื่อมโยงไดเวอร์เจนซ์กับการเปลี่ยนแปลงวอร์ติซิตีเพื่อให้ได้ค่าโดยประมาณของสนามการเคลื่อนที่ (motion field) ซึ่งเกี่ยวข้องกับระบบสภาพอากาศในเขตร้อน กระบวนการที่เราต้องพิจารณาตามคือการเชื่อมโยงการเปลี่ยนแปลงวอร์ติซิตีกับไดเวอร์เจนซ์ ทั้งนี้จากความรู้ของเราเกี่ยวกับการจัดเรียงรูปแบบของไดเวอร์เจนซ์และคอนเวอร์เจนซ์ที่ได้ศึกษามาก่อนหน้านี้ เรายังต้องคำนึงถึงเครื่องหมาย(sign)และขนาดของการเคลื่อนที่ในแนวตั้งอย่างคร่าว ๆ กระบวนการนี้อยู่ในขอบเขตของประเด็นดังต่อไปนี้

- 1) การเปลี่ยนแปลงวอร์ติซิตีมีความสัมพันธ์กับไดเวอร์เจนซ์
- 2) ไดเวอร์เจนซ์มีความสัมพันธ์กับการเคลื่อนที่ในแนวตั้ง
- 3) ดังนั้น การเปลี่ยนแปลงวอร์ติซิตีจึงสัมพันธ์กับการเคลื่อนที่ในแนวตั้งด้วยเช่นกัน

ตามที่กล่าวมาข้างต้นนี้มีหลักการเช่นเดียวกับการอนุมาน (deducing) ที่กล่าวว่า ถ้า A มีความสัมพันธ์กับ B และ B มีความสัมพันธ์กับ C ดังนั้นจึงสรุปได้ว่า A มีความสัมพันธ์กับ C ด้วยเช่นกัน

ข. ระบบความกดอากาศต่ำที่ผิวพื้นเป็นบริเวณศูนย์กลางของคอนเวอร์เจนซ์ที่ระดับต่ำ นั่นก็คือเป็นบริเวณศูนย์กลางของวอร์ติซิตีที่มีเครื่องหมายบวก (Positive vorticity) ถ้าความกดอากาศต่ำนั้นมีกำลังแรงขึ้น (intensifies) วอร์ติซิตี(อัตราการหมุนต่อหนึ่งหน่วยพื้นที่) จะเพิ่มขึ้นต่อระยะเวลาที่เปลี่ยนแปลงด้วย ในขณะที่ความกดอากาศต่ำแรงขึ้นคอนเวอร์เจนซ์และการเคลื่อนที่ในแนวตั้งที่ระดับต่ำก็จะเพิ่มขึ้นต่อระยะเวลาที่เปลี่ยนแปลงด้วยเช่นกัน ในที่นี้เราจะพบธรรมชาติของความเชื่อมโยงระหว่างการเปลี่ยนแปลงวอร์ติซิตีกับไดเวอร์เจนซ์และการเคลื่อนที่ในแนวตั้ง สรุปได้ดังนี้

- 1) ในขณะที่การหมุนเวียน (Circulation) ต่อหนึ่งหน่วยพื้นที่เพิ่มขึ้น (วอร์ติซิตีเพิ่มขึ้น) เปอร์เซ็นต์ของอัตราการเปลี่ยนแปลงของพื้นที่ต่อเวลา (the percentage time rate of change) ของพื้นที่ลดลง (คอนเวอร์เจนซ์เพิ่มขึ้น)
- 2) ในขณะที่คอนเวอร์เจนซ์ในระดับต่ำเพิ่มขึ้น การเคลื่อนที่ขึ้นในทางตั้ง (upward motion) เพิ่มขึ้น
- 3) ดังนั้น วอร์ติซิตีเพิ่มขึ้นต่อระยะเวลาที่เปลี่ยนแปลงจึงนำไปสู่การเพิ่มขึ้นของการเคลื่อนที่ในแนวตั้งในระดับต่ำ

ค. จากที่กล่าวข้างต้นนำเราไปสู่ข้อเท็จจริงในเชิงประจักษ์(และในเชิงทฤษฎี)ที่ว่า การเปลี่ยนแปลงวอร์ติซิตีและพื้นที่ต่อเวลาที่เปลี่ยนแปลงนั้นเป็นปฏิภาคส่วนกลับซึ่งกันและกัน

$$(1) \quad \zeta : \frac{1}{A} \quad \text{ต่อเวลา}$$

$$(2) \quad \zeta : \frac{K}{A} \quad \text{เมื่อ K เป็นค่าสัดส่วนคงที่ (constant of proportionality)}$$

$$(3) \quad \zeta \cdot A = K \quad \text{การเคลื่อนที่ของอากาศต่อเวลา(following air parcels with time)}$$

ง. ย้อนกลับไปสู่คำจำกัดความเบื้องต้นของเวอร์ติซิตี ที่กล่าวว่า “การหมุนเวียนหารด้วยพื้นที่”

$$(1) \quad \zeta = \frac{C}{A}$$

$$(2) \quad \zeta \cdot A = C \quad \text{และถ้าอัตราการหมุนเวียนคงที่ต่อเวลาเราจะได้}$$

$$(3) \quad \zeta \cdot A = \text{คงที่} \quad \text{ต่อเวลา}$$

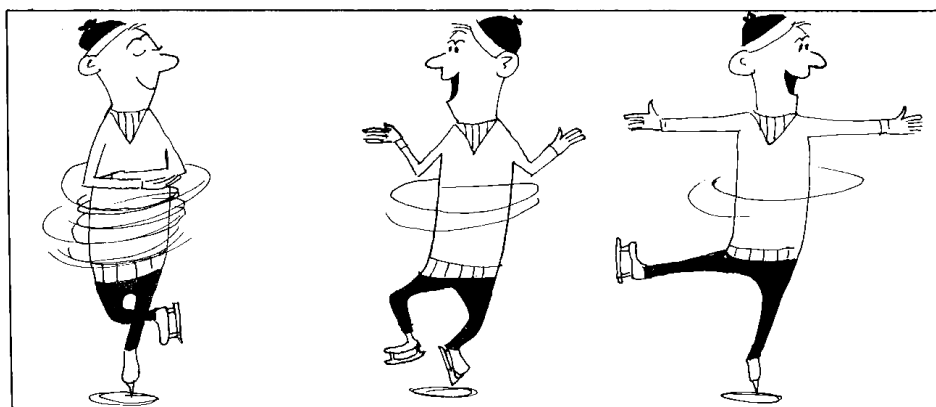
จ. C.G. Rossby ได้สร้างทฤษฎีการหมุนเวียน (circulation theorem) กล่าวถึง การหมุนเวียนสมบูรณ์ (Absolute circulation) ของของไหล (fluid parcel) จะมีสถานะอนุรักษ์ต่อเวลาที่เปลี่ยนแปลงไป (conservative with time) แสดงว่าค่าเฉลี่ยของเวอร์ติซิตีสมบูรณ์ตามส่วนโค้งที่เป็นวงปิดคูณด้วยความยาวของส่วนโค้งเท่ากับค่าคงที่ (constant) หรือเป็นผลของพื้นที่ของก้อนอากาศ (parcel's area) และค่าเวอร์ติซิตีสมบูรณ์เป็นค่าคงที่ จากการศึกษานี้ในเชิงประจักษ์และทฤษฎีบ่งชี้ว่าก้อนอากาศขนาดเล็กจะรักษาการหมุนเวียนสมบูรณ์ (absolute circulation) เหล่านั้นไว้ได้โดยการเคลื่อนที่ตาม ($C_A = \text{คงที่}$) นี่คือการมาของคำว่าทฤษฎีเวอร์ติซิตี

$$(1) \quad \zeta_A \cdot A = \text{คงที่} \quad (\text{ถ้าการหมุนเวียนสมบูรณ์คงที่}) \quad \text{หรือ}$$

$$(2) \quad (\zeta + f) \cdot A = \text{คงที่}$$

ฉ. ความสัมพันธ์ระหว่างอัตราการหมุน (vorticity) และการเปลี่ยนแปลงพื้นที่ (ไดเวอร์เจนซ์) อาจแสดงได้ เช่นเดียวกับการหมุนตัวของนักเล่นสเก็ตน้ำแข็งแสดงดังรูป ซึ่งนักเล่นสเก็ตน้ำแข็งใช้หลักการนี้ ($\zeta_A \cdot A = \text{คงที่}$) เพื่อเปลี่ยนอัตราการหมุนในขณะที่กำลังหมุนอยู่นั้น (รูปภาพที่ 65)

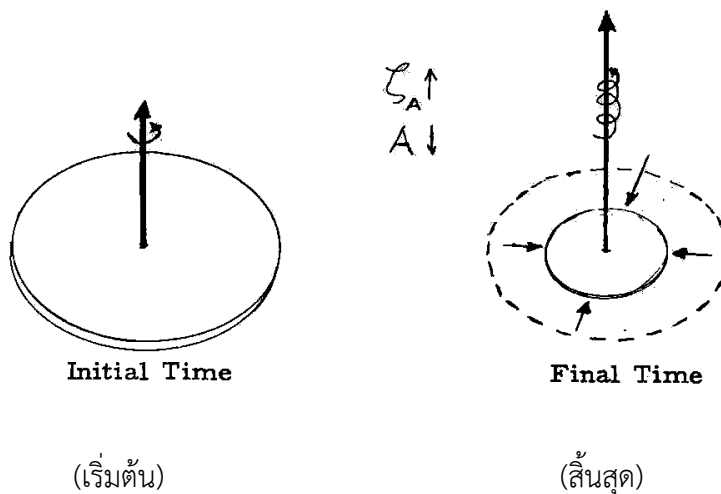
1. นักเล่นสเก็ตน้ำแข็งดึงแขนเข้ามา (เป็นการลดพื้นที่ของตนเองลง) เมื่อเขาต้องการการหมุนที่เร็วขึ้น ถ้าวงหมุนของเขาเป็นไปตามกฎอนุรักษ์อัตราการหมุนของเขาต้องเพิ่มขึ้นและชดเชยสำหรับพื้นที่ที่ลดลง
2. หากต้องการใช้ช้าลง นักสเก็ตน้ำแข็งต้องยืดแขนและขาออกไป (พื้นที่เพิ่มขึ้น) เพื่อเป็นการลดความเร็วในการหมุน



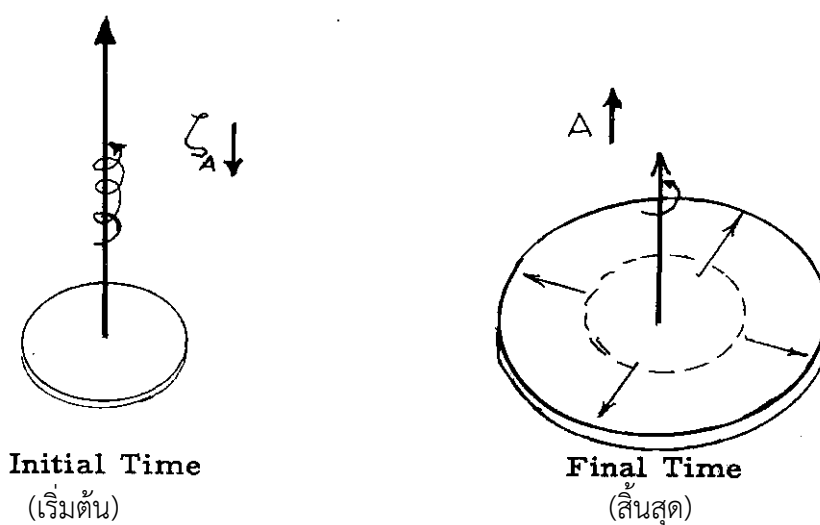
รูปที่ 65 ความสัมพันธ์ของอัตราการหมุนและพื้นที่

ข. ในทำนองเดียวกัน หากการหมุนเพิ่มขึ้น(วอร์ตซิตีเพิ่มขึ้น)จะต้องชดเชยด้วยการลดพื้นที่ลง (คอนเวอร์เจนซ์) รูปที่ 66 ก แสดงผลลัพธ์ของการหมุน และหากพื้นที่เพิ่มขึ้น(ไดเวอร์เจนซ์)จะต้องชดเชยด้วยการ หมุนลดลง(วอร์ตซิตีลดลง)แสดงดังรูปที่ 66 ข

$$\zeta_A A = K$$



รูปที่ 66 ก พื้นที่วงหมุนของอากาศลดลง ($A \downarrow$) เมื่ออัตราการหมุนเพิ่มขึ้น ($\zeta_A \uparrow$)



รูปที่ 66 ข พื้นที่วงหมุนของอากาศลดลง ($A \uparrow$) เมื่ออัตราการหมุนเพิ่มขึ้น ($\zeta_A \downarrow$)

ซ. แนวทางอื่นที่สามารถอธิบายทฤษฎี $\zeta_A \cdot A =$ คงที่ โดยการพิจารณาเปอร์เซ็นต์ของอัตราการเปลี่ยนแปลงของพื้นที่ต่อเวลา (percentage time rate of changes) ของวอร์ติซิตีสมบูรณ์ (ζ_A) และพื้นที่ (A) จากที่กล่าวว่าวอร์ติซิตีสมบูรณ์เพิ่มขึ้นต่อเวลาที่เปลี่ยนแปลงจะเกิดรวมกับการลดลงของพื้นที่ต่อเวลาที่เปลี่ยนแปลง (คอนเวอร์เจนซ์) ซึ่งสามารถเขียนสมการทางคณิตศาสตร์ได้ดังนี้

$$(1) \quad \frac{1}{\zeta_A} \frac{\Delta \zeta_A}{\Delta t} + \frac{1}{A} \frac{\Delta A}{\Delta t} = 0$$

หรือ

$$(2) \quad \frac{1}{\zeta_A} \frac{\Delta \zeta_A}{\Delta t} = - \frac{1}{A} \frac{\Delta A}{\Delta t}$$

กำหนดให้ $-\frac{1}{A} \frac{\Delta A}{\Delta t}$ เป็นค่าคอนเวอร์เจนซ์หรือ CON_2V หรือ $-\text{DIV}_2V$

ในสมการที่ (2) ข้างต้นในทางคณิตศาสตร์กล่าวว่าเมื่อการเปลี่ยนแปลงของ ζ_A เพิ่มขึ้นต่อเวลาที่เปลี่ยนแปลงเท่ากับพื้นที่ลดลง (คอนเวอร์เจนซ์) ต่อเวลาที่เปลี่ยนแปลง ถ้าเครื่องหมายลบอยู่ด้านซ้ายของสมการจะแสดงถึงการเปลี่ยนแปลงวอร์ติซิตีสมบูรณ์ลดลงต่อเวลาเท่ากับพื้นที่เพิ่มขึ้น (ไดเวอร์เจนซ์)

ณ. ในบรรยากาศที่มีสถานะเป็น incompressible (ไม่สามารถอัดตัวได้) อาจกล่าวได้ว่าคอนเวอร์เจนซ์ในแนวนอน (horizontal convergence) เท่ากับการยืดตัวในแนวตั้ง (vertical stretching) นั่นคือ

$$\frac{(\Delta w)}{\Delta z} = -\text{DIV}_2V = - \frac{1}{A} \frac{\Delta A}{\Delta t} = \text{CON}_2V = \frac{\Delta w}{\Delta z}$$

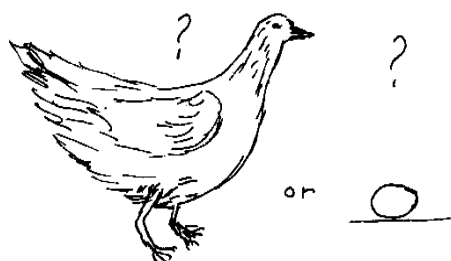
เราอาจกล่าวได้อีกว่าคอนเวอร์เจนซ์ใกล้กับระดับผิวพื้นเกี่ยวข้องกับการเคลื่อนที่ในแนวตั้งสุทธิหรือทั้งหมด (net upward motion) ในอากาศชั้นล่าง ในเทอมของการเปลี่ยนแปลงวอร์ติซิตีสามารถเขียนสมการได้ดังนี้

$$(1) \quad \frac{1}{\zeta_A} \frac{\Delta \zeta_A}{\Delta t} = - \frac{1}{A} \frac{\Delta A}{\Delta t} = - \text{DIV}_2 V$$

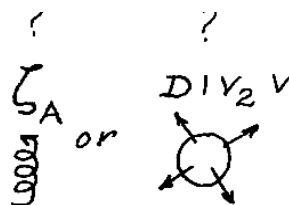
$$(2) \quad - \text{DIV}_2 V = \frac{\Delta w}{\Delta z}$$

$$(3) \quad \frac{1}{\zeta_A} \frac{\Delta \zeta_A}{\Delta t} = \frac{\Delta w}{\Delta z}$$

จากความสัมพันธ์ที่พบแสดงว่ากระบวนการใด ๆ ก็ตามถ้าทำให้วอร์ติซิตีสมบูรณ์เพิ่มขึ้นต่อเวลาที่เปลี่ยนแปลงจะส่งผลต่อการเคลื่อนที่ในแนวตั้งในอากาศชั้นล่างเพิ่มขึ้นด้วย ดังนั้น โอกาสของการเกิดสภาพอากาศจึงเพิ่มขึ้นด้วย และจากสมการยังบ่งชี้อีกว่ากระบวนการใด ๆ ที่ทำให้คอนเวอร์เจนซ์ในระดับต่ำเพิ่มขึ้นก็จะส่งผลทำให้การเคลื่อนที่ในแนวตั้งเพิ่มขึ้นด้วย เรามีปัญหาโลกแตกที่ว่าไก่เกิดก่อนไข่หรือไข่เกิดก่อนไก่เช่นเดียวกับคำถามที่ว่าคอนเวอร์เจนซ์ทำให้วอร์ติซิตีเพิ่มหรือวอร์ติซิตีทำให้คอนเวอร์เจนซ์เพิ่ม คำตอบของคำถามนี้อยู่นอกเหนือจากขอบเขตของการนำเสนอนี้ แต่ควรสรุปใจความสำคัญที่ว่าทำอะไรจะมองเห็นและวิเคราะห์กระบวนการต่าง ๆ ที่เข้ามาเกี่ยวข้องได้โดยง่ายที่สุด หลายครั้งที่สามารถเห็นและอนุมานค่าวอร์ติซิตีที่เปลี่ยนแปลงไป และสามารถแปลความการเปลี่ยนแปลงเหล่านี้ด้วยการสังเกตเพียงเครื่องหมายไดเวอร์เจนซ์หรือเป็นเครื่องหมายตรงข้ามซึ่งง่ายกว่าที่จะพิจารณาปัญหาจากแนวทางของไดเวอร์เจนซ์เพียงอย่างเดียว



อะไรเกิดก่อนกัน ไก่ หรือ ไข่



วอร์ติซิตี หรือ ไดเวอร์เจนซ์

รูปที่ 67 สภาพปัญหาวอร์ติซิตีกับไดเวอร์เจนซ์

7. กฎอนุรักษ์ของวอร์ติซิตีสมบูรณ์ (Conservation of absolute vorticity)

ก. เราลองมาตรวจสอบปัจจัยต่าง ๆ ที่สามารถเปลี่ยนแปลงวอร์ติซิตีได้และแปลความการเปลี่ยนแปลงต่าง ๆ เหล่านี้ให้อยู่ในเทอมของการเปลี่ยนแปลงไดเวอร์เจนซ์ ถ้าเราสามารถแปลความสิ่งที่เกิดขึ้นกับไดเวอร์เจนซ์ที่อยู่ระดับเหนือกว่าหรือต่ำกว่าระดับที่ไม่มีการเปลี่ยนแปลงไดเวอร์เจนซ์ (non divergence) ได้ เราจะคาดหมายเครื่องหมาย (ไหลขึ้นหรือไหลลง)ของการเคลื่อนที่ในแนวตั้งได้ใกล้เคียงกับความเป็นจริง และหากการเปลี่ยนแปลงวอร์ติซิตีสมบูรณ์ (ζ_A) หรือการเปลี่ยนแปลงพื้นที่ (A) มากขึ้นเท่าใดต่อเวลาที่เปลี่ยนแปลงไป การเคลื่อนที่ในแนวตั้งและโอกาสเกิดสภาพอากาศจะมีมากขึ้นเท่านั้น

(1) วอร์ติซิตีสมบูรณ์ (Absolute Vorticity) ประกอบด้วย

$$\zeta_A = \zeta + f$$

วอร์ติซิตีสมบูรณ์ วอร์ติซิตีสัมพันธ์ วอร์ติซิตีของโลก

(2) วอร์ติซิตีสัมพันธ์ประกอบด้วย ความโค้ง (Curvature) และ (Shear)

$$\zeta = \zeta_k + \zeta_s$$

วอร์ติซิตีสัมพันธ์ วอร์ติซิตีของความโค้ง วอร์ติซิตีจากเชียร์

(3) เราจะได้สมการ

$$\zeta_A = (\zeta_k + \zeta_s) + f$$

ในการประเมินการเปลี่ยนแปลงของวอร์ติซิตีสมบูรณ์นั้นเราพิจารณาจากสมการ ซึ่งเป็นการติดตามก้อนอากาศ (air parcel) กับการเปลี่ยนแปลงวอร์ติซิตีอันเนื่องมาจากเชียร์ (shear) และความโค้ง (curvature) และพารามิเตอร์คอริโอลิส (Coriolis parameter) ซึ่งจะเพิ่มขึ้นทั้งหมดถ้าวอร์ติซิตีสมบูรณ์เพิ่มขึ้นหรือในทางตรงข้ามด้วยการลดลงทั้งหมดหากวอร์ติซิตีสมบูรณ์ลดลง

ข. Rossby และคณะ ได้ค้นพบว่าที่ระดับ 500 mb เป็นระดับที่เข้าใกล้ระดับที่ไม่มีการเปลี่ยนแปลงไดเวอร์เจนซ์ (non divergence) โดยที่ไดเวอร์เจนซ์มีค่าน้อยมากเมื่อเปรียบเทียบกับวอร์ติซิตีสมบูรณ์ ดังนั้นที่ระดับ 500 mb จึงตั้งสมมุติฐานให้มีค่าไดเวอร์เจนซ์ (การเปลี่ยนแปลงพื้นที่) เท่ากับศูนย์ เมื่อกำหนดให้ที่ระดับ 500 mb มีค่าไดเวอร์เจนซ์เท่ากับศูนย์ สมการ $\zeta_A \cdot A =$ คงที่ อาจเขียนได้ดังนี้ $\zeta_A =$ คงที่ ต่อการเปลี่ยนแปลงเวลา ขณะที่พื้นที่ (A) คงที่ ต่อการเปลี่ยนแปลงเวลาด้วยเช่นกัน และนี่ก็คือทฤษฎีการอนุรักษ์ของวอร์ติซิตีสมบูรณ์ ซึ่งอาจเขียนเป็นสมการทางคณิตศาสตร์ได้ดังนี้

$$(1) \quad \zeta_A = \text{คงที่} \quad \text{ต่อการเปลี่ยนแปลงเวลาตามการเคลื่อนที่ของก้อนอากาศ}$$

$$(2) \quad \frac{1}{\zeta_A} \frac{\Delta \zeta_A}{\Delta t} = 0 \quad \text{อัตราเวลาของการเปลี่ยนแปลงค่าวอร์ติซิตีสมบูรณ์มีค่าเป็นศูนย์}$$

Rossby ยังได้พิจารณาต่อไปถึงการเคลื่อนที่ของอากาศที่ระดับ 500 mb ที่เกิดขึ้นในกระแสลมที่เป็นบริเวณกว้าง ๆ โดยปราศจากเชียร์เข้ามาเกี่ยวข้อง

$$(3) \quad \frac{1}{\zeta_A} = (\zeta + f) = \text{วอร์ติซิตีสัมพันธ์} + \text{วอร์ติซิตีของโลก}$$

$$(4) \quad \zeta = (\zeta_k + \zeta_s) + f = \text{วอร์ติซิตีความโค้ง} + \text{วอร์ติซิตีเชียร์}$$

$$(5) \quad \zeta_A = (\zeta_k + \zeta_s) + f$$

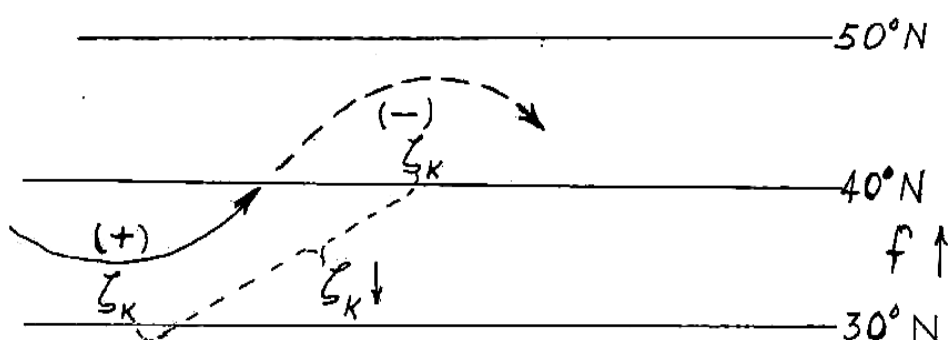
(6) ถ้าไม่มีอาการเชียร์ $\zeta_A = (\zeta_K + f) = \text{คงที่}$ ตามการเคลื่อนที่ของอากาศต่อเวลา

จากสมการสุดท้าย (6) แสดงว่าถ้าก้อนอากาศปราศจากไคเวอร์เจนซ์ $\left[\frac{1}{A} \frac{\Delta A}{\Delta t} = 0 \right]$ และเชียร์ ($\zeta_s = 0$) เพื่อรักษาวอร์ติซิตีสมบูรณ์ไว้

ค. เส้นทางการเคลื่อนที่ของก้อนอากาศที่เป็นแนวอนปราศจากเชียร์หรือไคเวอร์เจนซ์เข้ามาเกี่ยวข้อง เรียกว่า “Constant Absolute Vorticity Trajectories : CAVT’s” ซึ่งที่ระดับ 500 mb อากาศมีแนวโน้มที่จะมีการเคลื่อนที่แบบ CAVT’s จากสมการ $(\zeta_K + f) = \zeta_A = \text{คงที่}$ ทำให้เราพบว่า

1. การเคลื่อนที่ไปทางเหนือของก้อนอากาศร่วมกับ f ($f \uparrow$) เพิ่มขึ้นจำเป็นต้องลดความโค้งลง ($\zeta_K \downarrow$) เพื่อรักษาวอร์ติซิตีสมบูรณ์ให้มีค่าคงที่

2. ก้อนอากาศที่เริ่มจากวอร์ติซิตีสัมพัทธ์เป็นบวกเคลื่อนที่ไปทางเหนือต้องลดวอร์ติซิตีสัมพัทธ์ของอากาศก้อนนั้นลง การลดลงนี้นำไปสู่การลดความโค้งที่เป็นบวกลง (ไซโคลน) ดังนั้นจึงตั้งเป็นกฎได้ว่า การเคลื่อนที่ขึ้นไปทางเหนือของก้อนอากาศจะเบี่ยงเบนไปทางขวา (ความโค้งแบบไซโคลน(cyclonic curvature)ลดลง) ถ้าก้อนอากาศเคลื่อนที่เหล่านั้นต้องการรักษาวอร์ติซิตีสมบูรณ์ของอากาศไว้ (รูปที่ 68 ก)

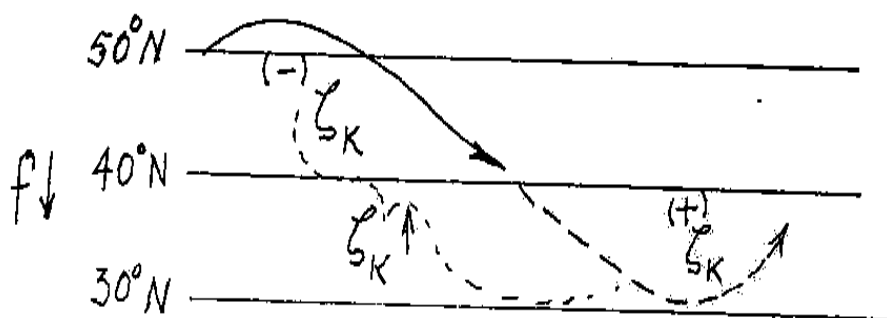


$$\zeta_A = (\zeta_K + f) = \text{คงที่}$$

เมื่อ f , ζ_K จะลดลง เพื่อรักษาให้ค่าวอร์ติซิตีสมบูรณ์มีค่าคงที่

รูปที่ 68 ก การรักษาค่าวอร์ติซิตีสมบูรณ์กรณีการเคลื่อนที่ไปทางเหนือ

3. การเคลื่อนที่ไปทางใต้ของก้อนอากาศ f ลดลง ($f \downarrow$) วอร์ติซิตีสัมพัทธ์จะเพิ่มขึ้น (ความโค้งแบบไซโคลน(cyclonic curvature)เพิ่มขึ้น : $\zeta_K \uparrow$) เพื่อที่จะรักษาวอร์ติซิตีสมบูรณ์ให้คงที่ ดังนั้นจึงตั้งเป็นกฎได้ว่า การเคลื่อนที่ไปทางใต้ของก้อนอากาศจะเบี่ยงเบนไปทางซ้ายเพื่อรักษาวอร์ติซิตีสมบูรณ์ของอากาศไว้ (รูปที่ 68 ข)



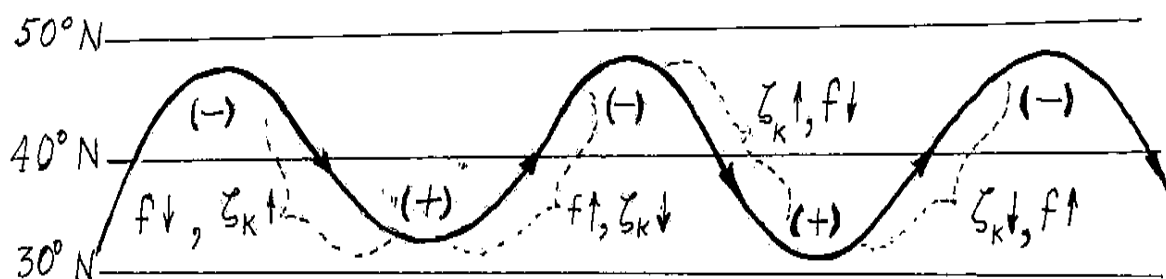
$$\zeta_A = (\zeta_K + f) = \text{คงที่}$$

เมื่อ $f \downarrow$, ζ_K จะเพิ่มขึ้นเพื่อให้ค่าออร์ติซิดี้สมบูรณ์คงที่

รูปที่ 68 ข การรักษาค่าออร์ติซิดี้สมบูรณ์กรณีการเคลื่อนที่ลงมาทางใต้

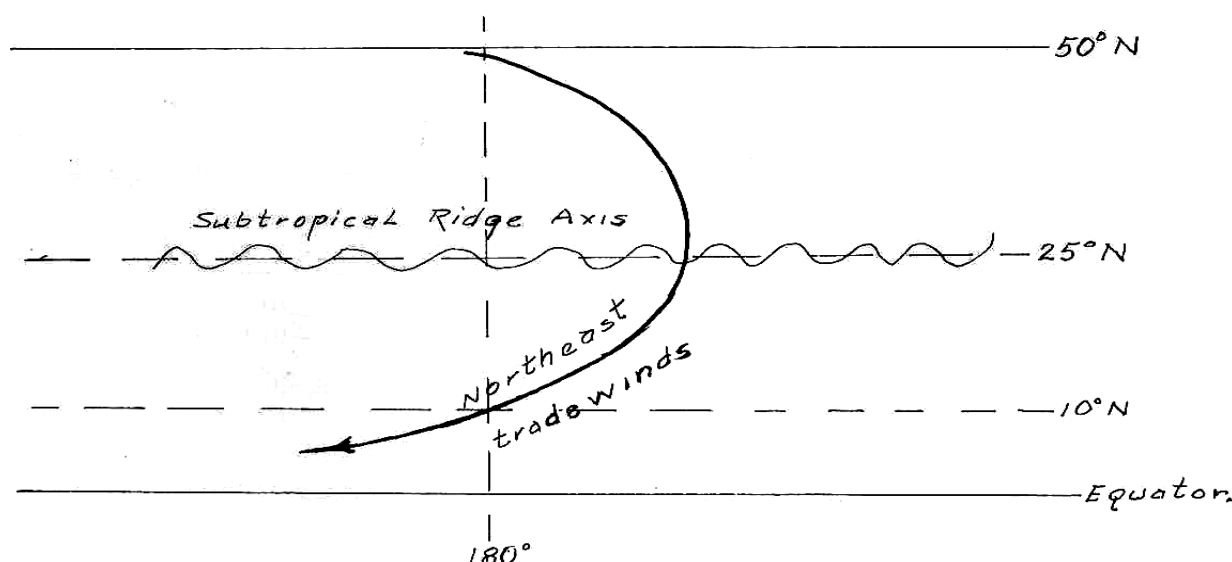
4. ก้อนอากาศที่เคลื่อนที่ในรูปแบบ CAVT's จะมีลักษณะแบบคลื่นไซน์ (sine wave) พบได้ที่ระดับ 500 mb เรียกว่า คลื่นยาว (long wave) ซึ่งเคลื่อนที่รอบโลกในแถบละติจูดกลาง (รูปที่ 68 ค)

$$(\zeta_K + f) = \text{constant following the air parcels}$$



รูปที่ 68 ค คลื่นยาวซึ่งเกิดที่ระดับ 500 เฮกโตปาสคาล เป็นผลของการเคลื่อนที่ของอากาศที่เคลื่อนที่ไปตาม CAVT'S

ง. ต่อจากนี้เราจะละออกจากระดับ 500 mb ก่อนและไปสู่ระดับที่อยู่ต่ำกว่าซึ่งเป็นที่ทราบกันดีว่าการเปลี่ยนแปลงไดเวอร์เจนซ์มีความสำคัญอย่างมากได้เกิดขึ้น ลองพิจารณาพื้นที่ควอดรนต์ด้านตะวันออกเฉียงใต้ของบริเวณความกดอากาศสูงกึ่งเขตร้อน (subtropical high) ในแถบมหาสมุทรแปซิฟิกซึ่งมีรูปแบบการหมุนเวียนแบบแอนตี้ไซโคลนในระดับต่ำ จากบริเวณแกนของลุ่มความกดอากาศสูงในมหาสมุทรแปซิฟิกตอนกลางด้านตะวันออกโดยมีทิศทางมุ่งสู่ทิศด้านตะวันตกเฉียงใต้ถึงตอนกลางของมหาสมุทรแปซิฟิกซึ่งเป็นบริเวณของลมค้าตะวันออกเฉียงเหนือพัดปกคลุม ในควอดรนต์ตะวันออกเฉียงใต้ของบริเวณความกดอากาศสูงในมหาสมุทรแปซิฟิก (Pacific high) โดยทั่วไปสภาพอากาศดี ร่วมกับการคงอยู่ของชั้นอุณหภูมิกลับของลมค้า (trade inversion) และการยับยั้งการก่อตัวของเมฆ (รูปที่ 69)



รูปที่ 69 พื้นที่ลมค้าตะวันออกเฉียงเหนือพัดปกคลุม

1. ลมค้าตะวันออกเฉียงเหนืออาจพิจารณาให้เป็นการหมุนวนของกระแสอากาศแบบแอนตี้ไซโคลนในลักษณะกว้าง ๆ โดยปราศจากเชียร์ทางด้นข้าง (Transverse shear) ($\zeta_s = 0$) ได้ ดังนั้นจึงสามารถนำสมการนี้มาประยุกต์ใช้ได้ กล่าวคือ

$$\zeta_A(A) = (\zeta_K + f)A = \text{คงที่}$$

2. ถ้าการเคลื่อนที่ของอากาศจากแกนของลิ่มความกดอากาศสูงลงไปทางใต้เป็นไปตามรูปแบบของ CAVT's อากาศควรจะเบี่ยงเบนไปทางด้านซ้ายซึ่งจะเป็นเส้นทาง (path) ในลักษณะของไซโคลน เรามีข้อพิจารณาที่สำคัญจากแผนที่อากาศผิวพื้น (Synoptic) และข้อมูลภูมิอากาศที่ชัดเจนที่แสดงว่าอากาศไม่ได้เบี่ยงเบนไปในลักษณะของไซโคลน แต่ยังคงเคลื่อนที่ต่อไปทางทิศตะวันตกเฉียงใต้ตามเส้นทางของแอนตี้ไซโคลน

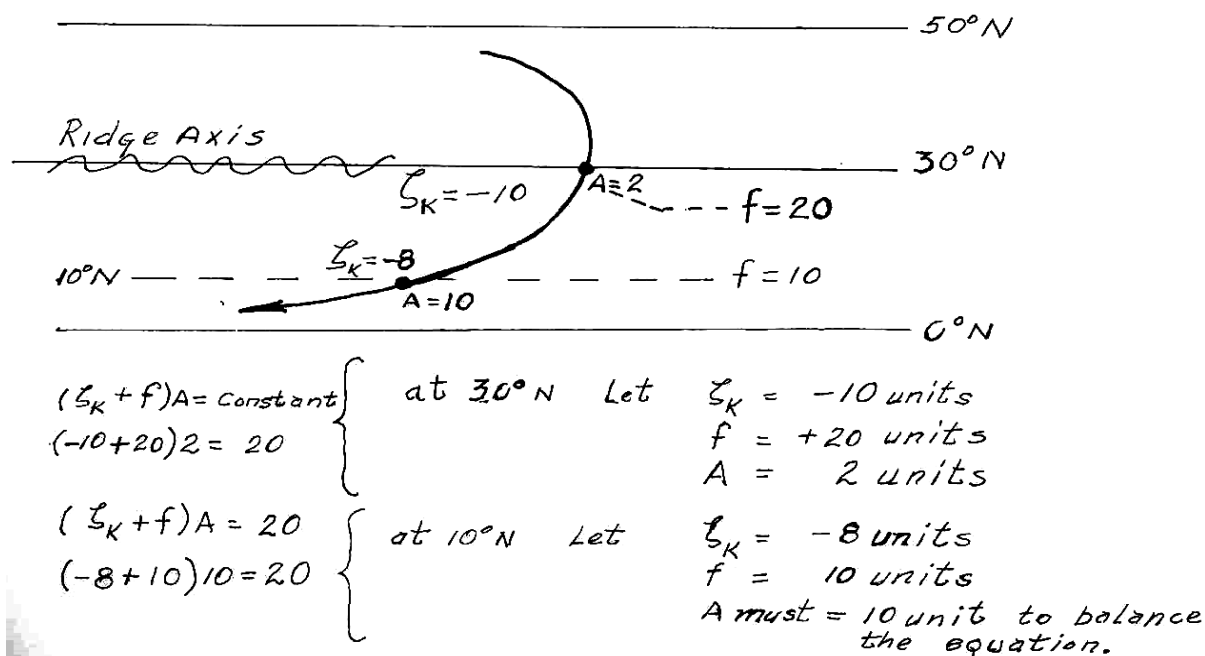
3. จากสมการไดนามิกให้คำตอบกับเราได้ว่าเพราะสาเหตุใดอากาศจึงยังคงเคลื่อนตัวไปทางทิศตะวันตกเฉียงใต้และเป็นไปตามเส้นทางลักษณะของแอนตี้ไซโคลน ทั้งนี้เพราะคอริโอลิสลดลง ($f \downarrow$) ขณะที่วอร์ติจิตีสมบรูณ์ (ζ_A) ไม่เพิ่มขึ้นแต่ยังคงรักษาการเคลื่อนที่ในลักษณะของแอนตี้ไซโคลน ดังนั้นหนทางเดียวที่จะเกิดขึ้นกับพื้นที่ (A) ของก้อนอากาศคือพื้นที่ต้องเพิ่มขึ้นต่อเวลา(ไดเวอร์เจนซ์)

$$(\zeta_K + f \downarrow) A \uparrow = \text{คงที่}$$

4. จากประสบการณ์ทำให้เราทราบว่ามีการจมตัวลง(subsidence)ของอากาศและเป็นชั้นอุณหภูมิกลับที่เกิดจากการจมตัวลงของอากาศที่รุนแรงมากที่สุด (trade inversion) เกิดขึ้นในควอดรนต์ทางด้านตะวันออกเฉียงใต้ของแอนตี้ไซโคลนขนาดใหญ่นี้ สมการนี้ทำให้เราทราบแล้วว่าทำไมไดเวอร์เจนซ์ในระดับต่ำต้องมีค่ามากที่สุดในส่วนนี้ของแอนตี้ไซโคลน

5. รูปที่ 70 แสดงให้เห็นว่าพื้นที่ต้องเพิ่มขึ้นอย่างไร(ต้องเป็นไดเวอร์เจนซ์) ถ้าก้อนอากาศเคลื่อนที่จากแกนของลิ่มความกดอากาศสูงไปสู่ศูนย์สูตรตามเส้นทางของแอนตี้ไซโคลน ความแรงของไดเวอร์เจนซ์ระดับต่ำ

ในบริเวณนี้เกิดร่วมกับการเคลื่อนที่ลงในแนวตั้ง (downward motion) หรือเรียกว่า subsidence ซึ่งก่อให้เกิดชั้นอุณหภูมิกลับในลมค้า (trade inversion) ได้เป็นประจำ



รูปที่ 70 ไคเวอร์เจนซ์ที่เกิดกับอากาศเคลื่อนตัวลงมาทางใต้ในรูปของแอนตี้ไซโคลน

6. จากตัวอย่างแบบฝึกหัด(รูปที่ 70)ให้นักเรียนลองประยุกต์หาเหตุผลในทำนองเดียวกันนี้เพื่อพิสูจน์ค่าสมการนี้อธิบายรูปแบบของสภาพอากาศโดยทั่วไปที่จะพบในควอดรนต์ตะวันตกเฉียงใต้ของระบบการหมุนเวียนของแอนตี้ไซโคลนขนาดใหญ่

จ. สรุปผลกระทบของคอร์ริโอริสและไคเวอร์เจนซ์ที่มีต่อวอร์ติซิตีของก้อนอากาศในขณะที่ก้อนอากาศเหล่านั้นเคลื่อนที่ไปได้ดังนี้

1. การเคลื่อนที่ของก้อนอากาศขึ้นไปทางเหนือซึ่งค่าวอร์ติซิตีเริ่มต้นเป็นบวกจะสูญเสียค่าวอร์ติซิตีก้อนอากาศนั้นจะเคลื่อนที่เบี่ยงเบนไปทางขวา(ของทิศทางการเคลื่อนที่) ถ้าหากไม่มีไคเวอร์เจนซ์หรือคอนเวอร์เจนซ์เข้ามาเกี่ยวข้องหรือมีอิทธิพลต่อการเคลื่อนที่ของอากาศ

2. การเคลื่อนที่ของก้อนอากาศขึ้นไปทางเหนือหากเบี่ยงเบนไปทางซ้ายในลักษณะเป็นแนวของไซโคลน(วอร์ติซิตีเพิ่มขึ้น)แสดงว่าอากาศก้อนนั้นตกอยู่ภายใต้อิทธิพลของคอนเวอร์เจนซ์

3. การเคลื่อนที่ของก้อนอากาศลงมาทางใต้ค่าวอร์ติซิตีของก้อนอากาศจะเพิ่มขึ้น ก้อนอากาศนั้นจะเคลื่อนที่เบี่ยงเบนไปทางซ้ายในลักษณะของไซโคลนถ้าไม่มีไคเวอร์เจนซ์เข้ามาเกี่ยวข้องหรือมีอิทธิพลต่อการเคลื่อนที่ของอากาศนั้น

4. การเคลื่อนที่ของก้อนอากาศลงมาทางใต้หากมีการเบี่ยงเบนไปทางขวาในลักษณะของแอนตี้ไซโคลน(วอร์ติซิตีของอากาศลดลง)จะตกอยู่ภายใต้อิทธิพลของไคเวอร์เจนซ์

5. ข้อสรุปที่กล่าวมาข้างต้นสามารถนำไปประยุกต์ใช้กับการเคลื่อนที่ของกระแสอากาศที่เป็นแนวกว้าง ๆ (broad air currents)โดยปราศจากเชียร์เข้ามาเกี่ยวข้อง ดังนั้นวอร์ติซิตีที่เปลี่ยนแปลงไปเป็นผลมาจาก

การเปลี่ยนแปลงของความโค้ง(curvature) คอริโอริส และ/หรือไดเวอร์เจนซ์ โดยทั่วไปไดเวอร์เจนซ์จะลดวอร์ติซิตีของความโค้ง (curvature vorticity) (เป็นเหตุให้เกิดการหมุนเวียนในลักษณะของแอนตี้ไซโคลน) ส่วนคอนเวอร์เจนซ์จะเพิ่มวอร์ติซิตีของความโค้ง (curvature vorticity) (เป็นเหตุให้เกิดการหมุนเวียนในลักษณะของไซโคลน)

6. จากการวิเคราะห์ $\zeta_A \cdot A =$ คงที่ เราสามารถใช้อ้างถึงพื้นที่คอนเวอร์เจนซ์หรือไดเวอร์เจนซ์ของการเคลื่อนที่ของอากาศในสเกลกว้าง ๆ ด้วยการพิจารณาความโค้งและทิศทาง (เหนือหรือใต้)ของแนวการเคลื่อนที่ของอากาศ(trajecotory)

8. Potential Vorticity

ก. แนวทางอื่นที่สามารถแสดงให้เห็นความสัมพันธ์ที่เกี่ยวข้องกันระหว่างวอร์ติซิตีสมบูรณ์(ζ_A) ไดเวอร์เจนซ์ (DIV_2V) และ การเคลื่อนที่ในแนวตั้ง (w) คือการอธิบายโดยผ่านสมการของ Rossby ซึ่งเรียกว่า Potential vorticity รายละเอียดดังนี้

$$(1) (\zeta + f) A = \text{คงที่}$$

$$(2) \text{ปริมาตร (V)} = [\text{พื้นที่ (A)}] [\text{ความลึก (D)}]$$

$$A = \frac{V}{D}$$

$$(3) \text{ปริมาตร (V)} = \text{ค่าคงที่สำหรับบรรยากาศที่อัดตัวไม่ได้ (Incompressible atmosphere)}$$

$$(4) (\zeta + f) A = (\zeta + f) \frac{\text{ปริมาตร(V)}}{D} = \text{คงที่}$$

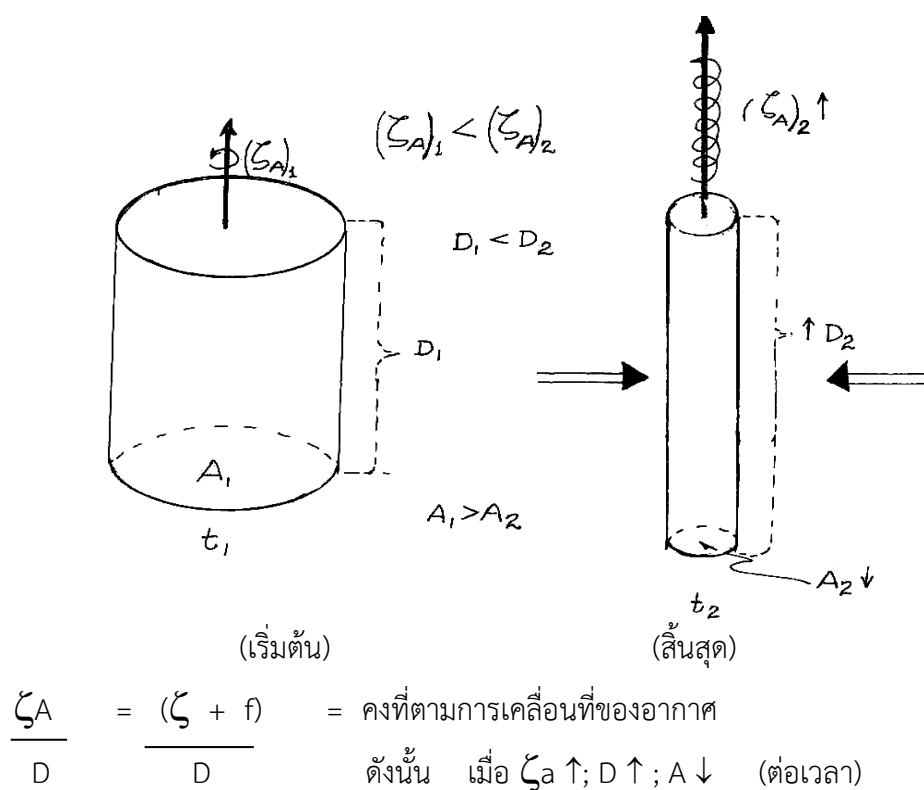
$$(5) \frac{(\zeta + f)}{D} = \text{คงที่} \text{ คือสมการ Potential Vorticity}$$

$$(6) (\zeta + f) = D (\text{ค่าคงที่})$$

จากสมการสมการ (6) แสดงให้เห็นว่าการเปลี่ยนแปลงวอร์ติซิตีสมบูรณ์เป็นสัดส่วนโดยตรงกับการเปลี่ยนแปลงความลึกของก้อนอากาศที่เกิดขึ้นในขณะที่เคลื่อนไป

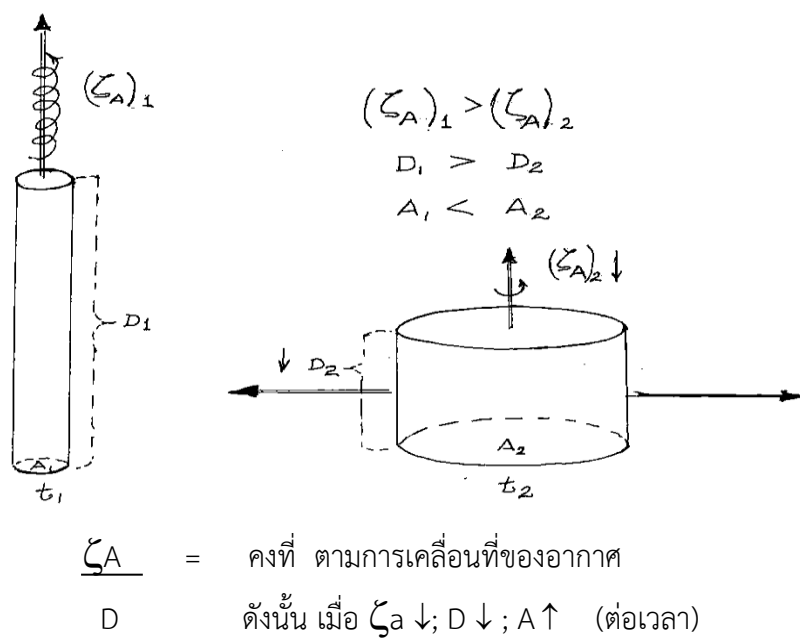
ข. ตามที่ได้กล่าวมาแล้วว่าในบรรยากาศระดับต่ำการเพิ่มขึ้นของวอร์ติซิตีเกิดร่วมกับคอนเวอร์เจนซ์และในทางกลับกันการลดลงของวอร์ติซิตีมักเกิดร่วมกับไดเวอร์เจนซ์ ขณะที่คอนเวอร์เจนซ์นำไปสู่การยืดตัวของอากาศขึ้น(stretching) (ความลึกเพิ่มขึ้น)และเป็นการเคลื่อนที่ในแนวตั้ง ถ้าเราสามารถเห็นกระบวนการ(การเปลี่ยนแปลงละติจูด ความโค้ง เซียร์ หรือไดเวอร์เจนซ์)อันเป็นสาเหตุทำให้วอร์ติซิตีสมบูรณ์ของก้อนอากาศเพิ่มขึ้นในขณะที่เคลื่อนที่ไปเราก็จะมองเห็นการเปลี่ยนแปลงความลึก(การเคลื่อนที่ในแนวตั้ง)ของคอลัมน์ของอากาศนั้นด้วยเช่นเดียวกัน จากคำกล่าวนี้สามารถนำไปประยุกต์ใช้โดยทั่ว ๆ ไปได้ดังนี้

1. กระบวนการใดก็ตามที่ทำให้วอร์ติซิตีสมบูรณ์ในระดับต่ำเปลี่ยนแปลงเพิ่มขึ้นต่อเวลาเป็นสาเหตุทำให้เกิดคอนเวอร์เจนซ์ในระดับต่ำและเป็นการเคลื่อนที่ขึ้นในแนวตั้ง (ความลึกเพิ่มขึ้น) (รูปที่ 71 ก)



รูปที่ 71 ก Potential Vorticity กรณีพื้นที่ลดลง

2. กระบวนการใดที่เป็นสาเหตุทำให้วอร์ติซิตีสมบูรณ์ในระดับต่ำลดลงเป็นสาเหตุทำให้เกิดไต้เวอร์เจนซ์ระดับต่ำและมีการเคลื่อนที่ลงในแนวตั้ง (ความลึกลดลง) (รูปที่ 71 ข)



รูปที่ 71 ข Potential Vorticity กรณีพื้นที่เพิ่มขึ้น

3. ในบรรยากาศระดับบน (เหนือระดับที่ไม่มีไโดเวอร์เจนซ์ : non divergence) มีความสัมพันธ์ในรูปแบบตรงข้าม กล่าวคือในขณะที่ระดับบนเป็นคอนเวอร์เจนซ์ (ζ_A เพิ่มขึ้น) นำไปสู่การเคลื่อนที่ลงในแนวตั้ง และหากบรรยากาศระดับบนเป็นไดเวอร์เจนซ์ (ζ_A ลดลง) นำไปสู่การเคลื่อนที่ขึ้นในแนวตั้งภายในคอลัมน์ของอากาศ

9. รูปแบบวอร์ติซิตีและไดเวอร์เจนซ์ที่เกี่ยวข้องกับเส้นความเร็วลมเท่าสูงสุด (Vorticity and Divergence Patterns Associated with Isotach Maxima)

ก. เราได้ทราบแล้วว่าวอร์ติซิตีสมบูรณ์ ไดเวอร์เจนซ์และการเคลื่อนที่ในแนวตั้งเกี่ยวข้องกับรูปแบบการเคลื่อนที่ของอากาศในสเกลกว้าง ๆ ซึ่งความโค้ง (curvature) และคอร์ริโอริสเป็นปัจจัยที่สำคัญที่สุดที่เป็นสาเหตุของการเปลี่ยนแปลงค่าวอร์ติซิตีสมบูรณ์ ต่อจากนี้จะขอก้าวถึงระบบลมในสเกลที่เล็กกว่าซึ่งเชียร์และความโค้งเป็นสิ่งสำคัญมากกว่าละติจูด (การเปลี่ยนแปลงคอร์ริโอริส) ในรูปแบบของลมนี้จะกำหนดให้วอร์ติซิตีสัมพันธ์ (Relative vorticity) มีค่ามากที่สุดอยู่ในบริเวณที่มีความโค้งและหรือเชียร์ที่มีค่ามาก ดังนั้นเราจึงคาดหมายได้ว่าการเปลี่ยนแปลงวอร์ติซิตีที่มากที่สุดเกิดขึ้นในบริเวณที่ก่อนอากาศมีการเคลื่อนที่ของเร็วที่สุด(พบบริเวณใกล้กับเส้นความเร็วลมเท่าสูงสุด : Isotach maxima) และบริเวณที่ความโค้งและเชียร์เปลี่ยนแปลงอย่างมากเช่นกัน (ในสเกลขนาดเล็กเป็นการเคลื่อนที่ของก่อนอากาศในระบบความยาวคลื่นสั้นและความสูงของคลื่นเพียงเล็กน้อย)

ข. H. Riehl และคณะได้นำสมการวอร์ติซิตี ($\zeta_A + A = \text{คงที่}$) มาประยุกต์ใช้ในพื้นที่ขนาดเล็กของกระแสลมกรดในบริเวณเส้นความเร็วลมเท่าสูงสุด (Isotach maxima) โดยตั้งสมมุติฐานเบื้องต้นว่าระบบลมสูงสุด (wind max system) จัดเป็นบริเวณพื้นที่ขนาดเล็กที่ขยายพื้นที่ออกไปด้านข้างหรือในแนวละติจูดเพียงเล็กน้อยเท่านั้น ดังนั้น การเปลี่ยนแปลงของคอร์ริโอริส (f) จึงตัดทิ้งได้ สมการจึงเขียนได้ดังนี้

$$(1) (\zeta + f) A = \text{คงที่}$$

$$(2) f \text{ เปลี่ยนแปลงน้อยมาก ตามการเคลื่อนตัวของอากาศ}$$

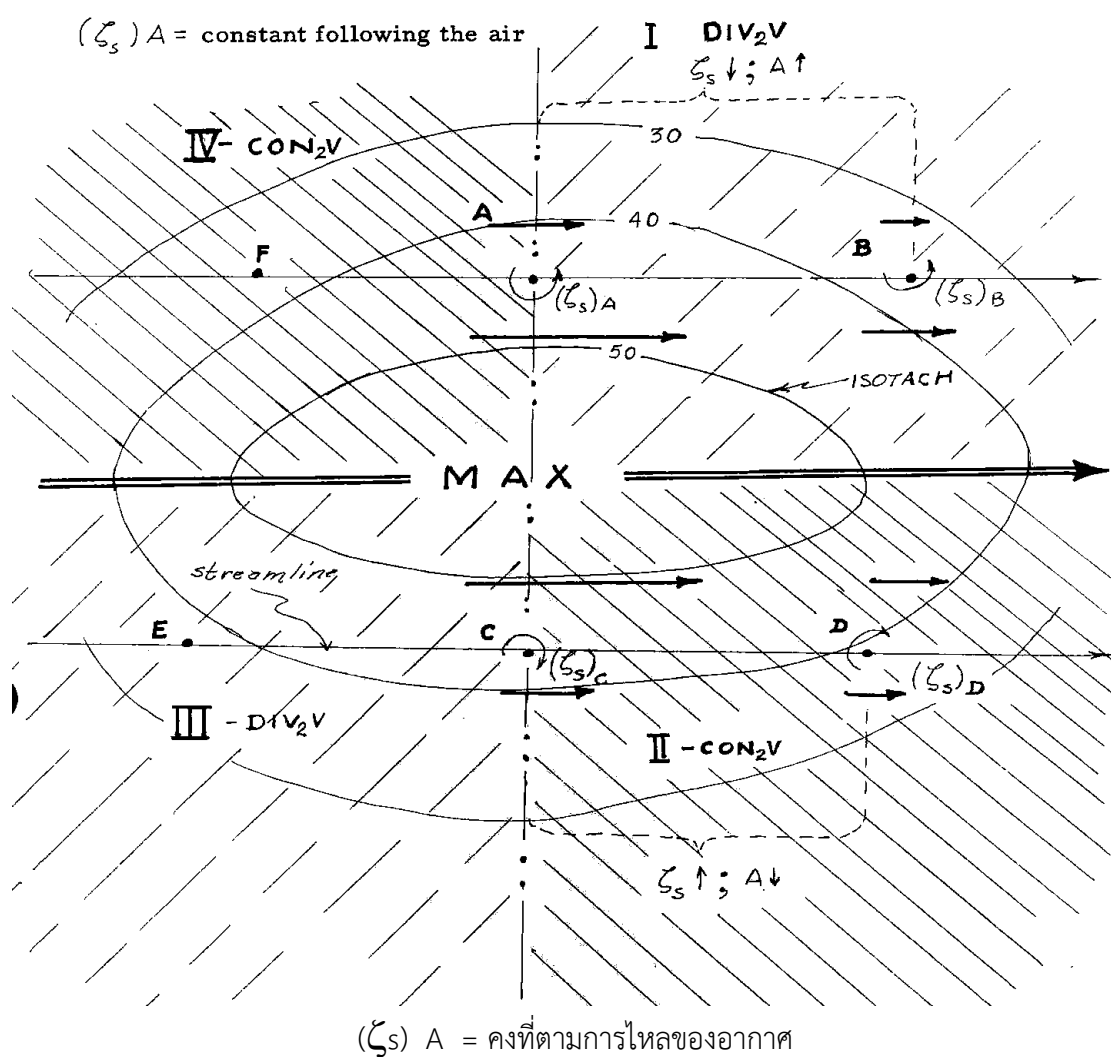
$$(3) (\zeta + f) A^0 = \text{คงที่}$$

จากสมการนี้จะได้ว่าผลของพื้นที่และวอร์ติซิตีสัมพันธ์คือค่าคงที่ตามการเคลื่อนที่ของอากาศ

ค. โดยทั่วไปเส้นความเร็วลมเท่าสูงสุด (Isotach maxima) เคลื่อนที่ช้ากว่าการเคลื่อนที่ของอากาศ กล่าวคือ หากพิจารณาเส้นความเร็วลมเท่าสูงสุด 50 นอต แสดงว่าขณะนั้นอากาศเคลื่อนที่ด้วยความเร็ว 50 นอต แต่ตำแหน่งของเส้นความเร็วลมเท่าสูงสุดเองอาจเคลื่อนที่ไปตามเส้นลายกระแส (streamlines) ด้วยความเร็วเพียง 5 หรือ 10 นอตเท่านั้น (หรืออาจไม่เคลื่อนที่เลยก็ได้) สังเกตจากแผนที่อากาศชั้นบนแผ่นหนึ่งไปยังแผนที่อากาศแผ่นต่อ ๆ ไป หรืออาจกล่าวได้ว่าบริเวณของเส้นความเร็วลมเท่าสูงสุด (isotach maxima) อยู่บริเวณเดิมแม้ว่าเวลาจะเปลี่ยนไปก็ตาม) ซึ่งหมายความว่าอากาศได้เคลื่อนที่ผ่านรูปแบบของความเร็วลมเท่า (isotach pattern) เราอาจตรวจสอบการเปลี่ยนแปลงของก่อนอากาศในขณะที่อากาศก่อนนั้นเคลื่อนผ่านสนามของเส้นความเร็วลมเท่า (Isotach field) และพิจารณาว่าอะไรที่เกิดขึ้นกับวอร์ติซิตีของก่อนอากาศก่อนนั้นในขณะที่เคลื่อนผ่านเข้ามาและเคลื่อนออกไปจากพื้นที่ที่มีความเร็วลมสูงสุด (maximum speed) นี้

ง. อันดับแรกพิจารณาเส้นความเร็วลมเท่าสูงสุดที่เป็นการเคลื่อนที่เป็นแนวเส้นตรง (straight flow) วอร์ติซิตีใด ๆ ก็ตามที่เกิดขึ้นในการเคลื่อนที่แบบนี้เป็นผลอันเนื่องมาจากเชียร์เพียงอย่างเดียวเท่านั้น สมมุติฐานของเส้นความเร็วลมเท่าสูงสุดวางอยู่ในแนวตะวันออก-ตะวันตกหรือมีการแผ่ออกไปในแนวละติจูดเพียงเล็กน้อย ดังนั้นเราสามารถตัดการเปลี่ยนแปลงวอร์ติซิตีอันเนื่องมาจากการเปลี่ยนแปลงของ f (คอริโอลิส) ออกได้จากรูปที่ 72 พบว่าจะเขียนสมการวอร์ติซิตีได้ดังนี้ $(\zeta_s) \cdot A = \text{คงที่}$ โดยที่ ζ_s ที่เกิดขึ้นทางตอนเหนือของศูนย์กลางเส้นความเร็วลมเท่าสูงสุดมีค่าเป็นบวก ส่วนที่เกิดขึ้นทางตอนใต้ของศูนย์กลางเส้นความเร็วลมเท่าสูงสุดมีค่าเป็นลบ ต่อจากนี้ลองพิจารณาว่ามีอะไรเกิดขึ้นกับก้อนอากาศในขณะที่เคลื่อนออกจากจุด A เข้าสู่จุด B ในควอดรันต์ที่ I

ณ จุด A เชียร์วอร์ติซิตี (ζ_s) มีค่าเป็นบวกและมีค่ามาก ในขณะที่อากาศเคลื่อนไปยังจุด B เชียร์วอร์ติซิตี (ζ_s) ลดลง ทั้งนี้เพราะเชียร์ที่จุด B น้อยกว่าจุด A จากสมการเราจะพบว่าขณะที่เชียร์วอร์ติซิตีลดลง $(\zeta_s \downarrow)$ พื้นที่ต้องเพิ่มขึ้น $(A \uparrow)$ หรืออาจกล่าวได้ว่าอากาศตกอยู่ภายใต้อิทธิพลของไดเวอร์เจนซ์



รูปที่ 72 เส้นความเร็วลมสูงสุดในกระแสลมที่ไหลเป็นแนวตรง

จ. ต่อไปพิจารณาในควอดรนต์ที่ II อากาศเคลื่อนที่จากจุด C ไปยังจุด D พบว่า

1. ζ_s เป็นค่าลบและมีค่ามากที่สุดที่จุด C (เชียร์เป็นลบและมีค่ามากที่สุด)
2. ζ_s เป็นค่าลบและมีค่าน้อยกว่าที่จุด D (แอนตี้ไซโคลนิกเชียร์มีค่าน้อยกว่า)
3. ถ้ากำหนดให้ ζ_s มีค่าเท่ากับ -10 หน่วยที่จุด C และ -5 หน่วยที่จุด D ค่าสุทธิ(net)ของเชียร์วอร์ติซิตีเพิ่มขึ้น เนื่องจากในทางพีชคณิต -5 มีค่ามากกว่า -10 ถ้าวอร์ติซิตีที่เป็นลบและมีค่าน้อยจึงมีค่าสุทธิสมบูรณ์ (absolute value) เพิ่มขึ้น
4. เมื่อเชียร์วอร์ติซิตีเพิ่มขึ้น ($\zeta_s \uparrow$) หมายความว่าพื้นที่ลดลง ($A \downarrow$) หรืออาจกล่าวได้อากาศก้อนนั้นตกอยู่ภายใต้อิทธิพลของคอนเวอร์เจนซ์

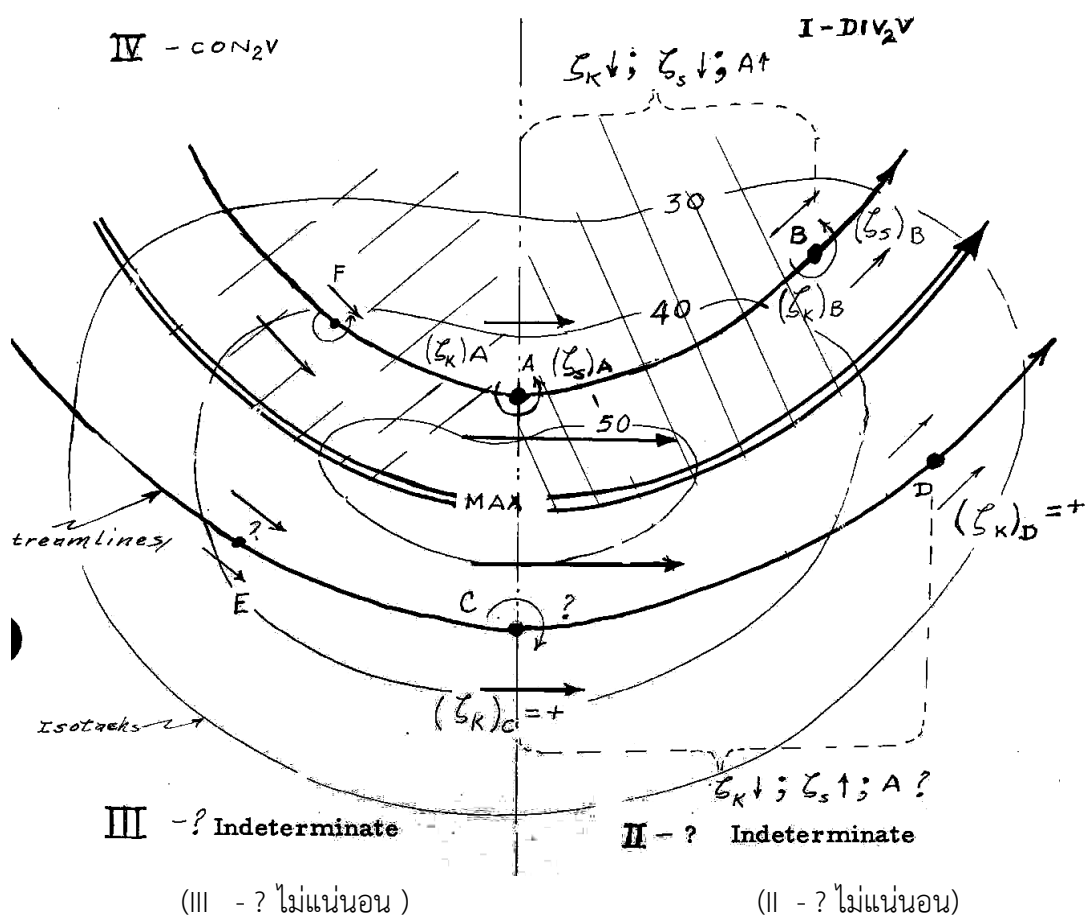
ฉ. จากที่แสดงตัวอย่างข้างต้น ให้นักเรียนลองหาเหตุผลการเปลี่ยนแปลงวอร์ติซิตีและการเปลี่ยนแปลงพื้นที่ของก้อนอากาศเมื่ออยู่ภายใต้เงื่อนไขของการเคลื่อนที่จากจุด E ไปจุด C ในควอดรนต์ที่ 3 และจากจุด F ไปยังจุด A ในควอดรนต์ที่ 4 คำตอบที่ได้คือ

1. เชียร์วอร์ติซิตีลดลง (ค่าติดลบมาก) ในการเคลื่อนที่จากจุด E ถึงจุด C ดังนั้นจึงเป็นไดเวอร์เจนซ์
2. เชียร์วอร์ติซิตีเพิ่มขึ้น (ค่าบวกมาก) ในการเคลื่อนที่จากจุด F ไปยังจุด A ดังนั้นจะเป็นคอนเวอร์เจนซ์

ช. การพิจารณาในลำดับถัดไปตามรูปแบบของเส้นความเร็วลมเท่าในรูปที่ 73 ในที่นี้เราจะพิจารณารูปแบบของเส้นลายกระแสมที่มีการเคลื่อนที่ของอากาศเป็นแนวโค้งแบบไซโคลนโดยมีเส้นความเร็วลมเท่าสูงสุด (Isotach maxima) อยู่บริเวณตรงกลาง วอร์ติซิตีของก้อนอากาศที่เคลื่อนผ่านรูปแบบนี้ต้องมีการเปลี่ยนแปลงเนื่องจากมีการเปลี่ยนแปลงของเชียร์และความโค้ง (shear and curvature) สมการที่เราจะได้คือ (สมมติฐานให้การเปลี่ยนแปลงของ f มีเพียงเล็กน้อย)

$$(\zeta_A)(A) = (\zeta_K + \zeta_S) A = \text{คงที่ ต่อเวลา}$$

ในรูปที่ 73 ที่จุด A เราจะพบว่า ζ_K และ ζ_S มีค่าเป็นบวกทั้งคู่และมีค่าค่อนข้างมาก (ความโค้งและเชียร์มีค่าเป็นบวก) การเคลื่อนที่ไปทางปลายลม (downstream) ไปสู่จุด B ซึ่งจะพบว่า ζ_K และ ζ_S มีค่าน้อยกว่าจุด A ถ้า ζ_K กำลังลดลงและ ζ_S ก็กำลังลดลง ($\zeta_K \downarrow$ และ $\zeta_S \downarrow$) ตามการเคลื่อนที่ของอากาศจากจุด A ไปจุด B ดังนั้น พื้นที่ต้องเพิ่มขึ้น ($A \uparrow$) เพื่อให้เกิดความสมดุลตามสมการวอร์ติซิตี ด้วยเหตุนี้ก้อนอากาศในควอดรนต์ I จึงตกอยู่ภายใต้อิทธิพลของไดเวอร์เจนซ์



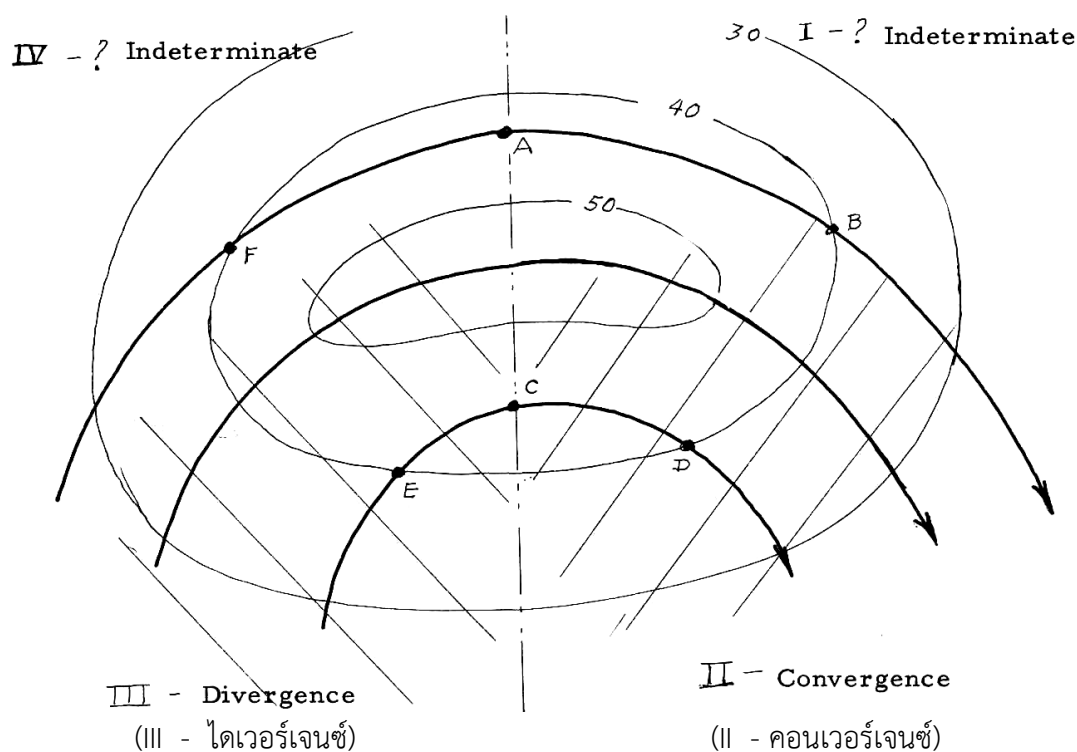
รูปที่ 73 เส้นความเร็วลมเท่าสูงสุดที่มีลักษณะเป็นไซโคลนิก

ข. ก้อนอากาศที่จุด C อยู่ภายใต้เงื่อนไขของความโค้งที่มีเป็นบวก ($\zeta_K = +$) แต่เชิรเป็นลบ ($\zeta_S = -$) เงื่อนไขดังกล่าวเกิดขึ้นที่จุด D และ E เช่นกัน จากลักษณะดังกล่าวจึงเป็นไปได้ที่จะประเมินค่าของเครื่องหมายของวอร์ติซิตีสัมพัทธ์ที่จุด C, D หรือ E เพราะเครื่องหมายของเชิรและความโค้งตรงข้ามกัน การคำนวณค่าที่แท้จริงจำเป็นต้องหาค่าสุทธิ (net) ของเครื่องหมายของวอร์ติซิตีที่ตามจุดเหล่านี้ และเมื่อเครื่องหมายของเชิรและความโค้งต่างกันค่าสุทธิของวอร์ติซิตีที่ได้ อาจจะมีค่าน้อยมากหรือเกือบจะเป็นศูนย์ตามจุดต่าง ๆ เหล่านี้ ซึ่งหมายความว่าเราไม่สามารถที่จะประเมินค่าของเทอมในสมการนี้ได้ ดังนั้นการระบุว่าเป็นไดเวอร์เจนซ์หรือคอนเวอร์เจนซ์ในควอดร้นต์ที่สองและสามจึงคลุมเครือหรือไม่สามารถระบุได้อย่างชัดเจน

ณ. ก้อนอากาศที่จุด F มี ζ_K เป็นบวกและ ζ_S เป็นบวก ในขณะที่เคลื่อนจากจุด F ไปยังจุด A ทั้งเชิรและความโค้งเพิ่มขึ้น ($\zeta_S \uparrow$; $\zeta_K \uparrow$) แสดงว่าก้อนอากาศในควอดร้นต์ที่ 4 ตกอยู่ภายใต้อิทธิพลของคอนเวอร์เจนซ์ ($A \downarrow$) เพื่อความสมดุลของสมการ

(IV - ? ไม่สามารถจะคาดคะเนได้)

(I - ? ไม่สามารถจะคาดคะเนได้)



$$(\zeta_K + \zeta_S) A = \text{คงที่}$$

รูปที่ 74 เส้นความกดอากาศเท่าสูงสุดและต่ำสุดในกระสวนลมที่มีลักษณะเป็นแอนตี้ไซโคลน

ญ. จากที่กล่าวมาแล้วข้างต้นให้ผู้เรียนพิสูจน์รูปแบบของคอนเวอร์เจนซ์ ไดเวอร์เจนซ์ตามรูปที่ 74 ซึ่งมีรูปแบบของลมและเส้นความเร็วลมเท่าสูงสุด (isotach max) อยู่ตรงกลางของการไหลของอากาศแบบแอนตี้ไซโคลน

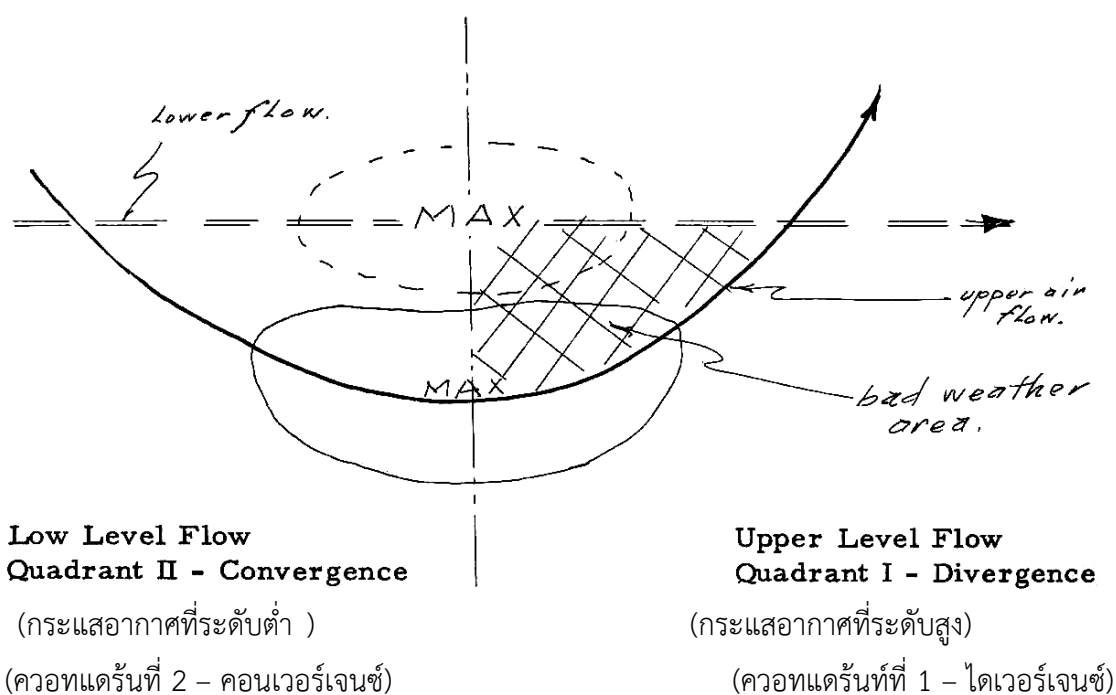
1. ก้อนอากาศที่จุด A, B, และ F อยู่ในพื้นที่ของเซียร์ที่เป็นไซโคลนเคซีร์ (เพราะอยู่ทางตอนเหนือของ isotach max) และความโค้งเป็นแอนตี้ไซโคลน ค่าเครื่องหมายหรือและการเปลี่ยนแปลงของวอร์ติซิตีสัมพันธ์ในควอดรนต์ที่ 1 และ 4 จึงคลุมเครือหรือไม่สามารถระบุได้อย่างแน่ชัด

2. ก้อนอากาศที่จุด C, D และ E อยู่ในพื้นที่ของเซียร์เป็นลบและความโค้งเป็นลบเช่นกัน การเคลื่อนที่ของก้อนอากาศจากจุด E ถึงจุด C ในควอดรนต์ที่ 3 ค่าสุทธิของวอร์ติซิตีลดลงและพื้นที่เพิ่มขึ้นเป็นไดเวอร์เจนซ์

3. การเคลื่อนที่ของอากาศจากจุด C ไปยังจุด D วอร์ติซิตีที่มีค่าเป็นลบลดลง (ค่าบวกเพิ่มมากขึ้นหรือค่าลบลดลง) เป็นผลทำให้ค่าสุทธิของวอร์ติซิตีสัมพันธ์เพิ่มขึ้นแต่พื้นที่ลดลงเป็นลักษณะของคอนเวอร์เจนซ์

ฎ. รูปแบบของเส้นความเร็วลมเท่าหรือกระแสลมกรดเป็นเครื่องช่วยในการวิเคราะห์และคาดหมายสภาพอากาศล่วงหน้าได้ พื้นที่ที่มีเมฆมากและสภาพอากาศเกิดขึ้นในพื้นที่ควอดรนต์ที่เป็นคอนเวอร์เจนซ์ในระดับต่ำและเหนือขึ้นไปในระดับบนของควอดรนต์เหล่านี้ (เหนือระดับไม่มีไดเวอร์เจนซ์) ควรเป็นควอดรนต์ที่เป็นไดเวอร์เจนซ์ระดับบนวางซ้อนทับอยู่ด้านบน ตัวอย่างเช่น ถ้าควอดรนต์ที่ 2 ของรูปที่ 72 ซึ่งเป็นการเคลื่อนที่ของอากาศในระดับต่ำ และควอดรนต์ที่ 1 ในรูปที่ 73 ซึ่งเป็นการเคลื่อนที่ของอากาศในระดับบน เมื่อนำมาซ้อนทับกันจะเกิดเป็นไดเวอร์เจนซ์ระดับบนซ้อนทับอยู่เหนือคอนเวอร์เจนซ์ในระดับต่ำ ซึ่งมีการเคลื่อนในแนวตั้งและโอกาสเกิดเมฆ

และสภาพอากาศสูง (แสดงดังรูปที่ 75) เมื่อคอนเวอร์เจนซ์ควอดรันท์ในระดับต่ำอยู่ใต้คอนเวอร์เจนซ์ในระดับบน หรือควอดรันท์ที่ไม่สามารถระบุค่าสุทธิของวอร์ติซิตีได้หรือควอดรันท์ที่คลุมเครือแสดงถึงสภาพอากาศเกิดขึ้นเพียงเล็กน้อย หรือการก่อตัวของสภาพอากาศค่อนข้างน้อย



รูปที่ 75 บริเวณที่เกิดสภาพอากาศในกรณีกระแสลมกรด (คอนเวอร์เจนซ์ระดับต่ำและไดเวอร์เจนซ์ระดับบน)

10. การประยุกต์หลักพื้นฐานสู่การวิเคราะห์และคาดการณ์ล่วงหน้า (Application of Principles to Analysis and prognosis)

ก. หลักการพื้นฐานที่พัฒนาขึ้นในบทเรียนนี้สามารถนำไปใช้ในการวิเคราะห์และคาดการณ์ได้โดยตรง การเปลี่ยนแปลงวอร์ติซิตีที่ถูกต้องและการอนุมานรูปแบบของไดเวอร์เจนซ์/คอนเวอร์เจนซ์จำเป็นต้องได้จากสิ่งที่ปรากฏขึ้นจากการวิเคราะห์ลม ทั้งนี้เพื่อใช้อธิบายสภาพอากาศที่ตรวจพบหรือคาดการณ์เงื่อนไขของสภาพอากาศต่อไป เป็นไปได้ที่จะใช้สูตรตามกฎต่าง ๆ มาประยุกต์ใช้ในการปฏิบัติ แต่มีข้อแนะนำอย่างหนึ่งว่ากฎต่าง ๆ เหล่านั้นยากต่อการจดจำและจะเป็นการดีกว่าถ้าเข้าใจหลักการพื้นฐานบางอย่างของไดนามิกที่เกี่ยวข้องและยังจะเป็นการดีกว่าที่จะค้นหาหลักการต่าง ๆ เหล่านั้นจากการวิเคราะห์ในการปฏิบัติงานแทนที่จะท่องจำสูตรต่าง ๆ เหล่านั้น ข้อความต่อไปนี้เป็นข้อสรุปของหลักการมากกว่าที่จะเป็นชุดของกฎ (set of rules) ซึ่งมีดังต่อไปนี้

ข. รูปแบบของลมในระดับต่ำ ควรแสดงถึงการเพิ่มขึ้นของวอร์ติซิตีสมบูรณ์ (Absolute vorticity) และมีคอนเวอร์เจนซ์ในบริเวณที่มีสภาพอากาศแล้ว มีข้อพิจารณาดังนี้

1. รูปแบบของเส้นลายกระแสและเส้นความเร็วลมเท่าสะท้อนให้เห็นถึงการเพิ่มขึ้นของวอร์ติซิตีสมบูรณ์ในพื้นที่ของสภาพอากาศแล้ว โดยปกติจะแสดงให้เห็นถึงการเพิ่มขึ้นของไซโคลนิกเซียร์ และ/หรือความโค้ง

2. เส้นลายกระแสควรที่จะยังคงสภาพเป็นแนวเส้นตรงหรือความโค้งแบบไซโคลน โดยมีการเคลื่อนที่ของกระแสอากาศไปทางขั้วโลกร่วมกับเซียร์เพียงเล็กน้อยบ่งบอกถึงคอนเวอร์เจนซ์

3. การเคลื่อนที่ไปยังแถบศูนย์สูตรร่วมกับเซียร์เพียงเล็กน้อยหากแสดงถึงความโค้งแบบไซโคลนเพิ่มขึ้น (คอนเวอร์เจนซ์) จะเป็นบริเวณที่เกิดสภาพอากาศเลว แต่ถ้าหากแสดงถึงความโค้งแบบแอนตี้ไซโคลน (ไดเวอร์เจนซ์) จะเป็นบริเวณที่สภาพอากาศดี

ค. รูปแบบของลมระดับบน (500 mb หรือสูงขึ้น) ควรแสดงให้เห็นถึงการสูญเสียวอร์ติซิตีและมีไดเวอร์เจนซ์เหนือบริเวณสภาพอากาศเลว

1. การเคลื่อนที่แบบไม่มีเซียร์เข้ามาเกี่ยวข้องไปทางศูนย์สูตรควรเป็นแนวเส้นตรงหรือความโค้งเหนือบริเวณพื้นที่อากาศเลว

2. หากอากาศเคลื่อนที่ไปทางขั้วโลกร่วมกับเซียร์เพียงเล็กน้อยในระดับบน ควรที่จะแสดงให้เห็นถึงลักษณะการเพิ่มขึ้นของแอนตี้ไซโคลนหรือลักษณะของการลดลงของส่วนโค้งของไซโคลนเหนือบริเวณพื้นที่อากาศเลว

ง. หลักการพื้นฐานคือคอนเวอร์เจนซ์ในระดับต่ำควรที่จะมีไดเวอร์เจนซ์ในระดับบนอยู่ตอนบนของคอนเวอร์เจนซ์นั้นเพื่อที่จะช่วยให้เกิดการเคลื่อนที่ในแนวตั้งซึ่งเป็นสิ่งสำคัญในการเกิดเมฆ ฝน หรือการก่อตัวของระบบไซโคลน (พายุหมุนเขตร้อน)

1. ก้อนอากาศที่เคลื่อนที่ผ่านรูปแบบของลมและแสดงให้เห็นว่าสูญเสียวอร์ติซิตีสมบูรณ์ อากาศจะไหลแยกออกไป (ไดเวอร์เจนซ์)

2. ก้อนอากาศที่เคลื่อนที่ผ่านรูปแบบของลมและวอร์ติซิตีเพิ่มขึ้น อากาศจะไหลมารวมกัน (คอนเวอร์เจนซ์)

เอกสารอ้างอิง

ข่าวอากาศ, กอง. (2549). เอกสารประกอบการบรรยายวิชาอุตุนิยมวิทยา. เอกสารอัดสำเนา

Donald Miller, Captain, USAF. (1972) Kinematics in the tropics. Department Weather Training Staff, Chanute AFB, Illinois.

Jeff Haby. Vorticity basic. สืบค้น 5 มกราคม 2566 จาก https://www.weather.gov/source/zhu/ZHU_Training_Page/Miscellaneous/vorticity/vorticity.html.

Mark Eichenlaup. Preliminary Definition of Divergence. สืบค้น 5 มกราคม 2566 จาก https://www.mtsu.edu/faculty/wding/files/divergence_and_curl.pdf

Weston Anderson. (2017) Vorticity. สืบค้น 10 มกราคม 2566 จาก <https://westonanderson.github.io/files/PDFs/Vorticity.pdf>